



Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines

Céline Dantas

► To cite this version:

Céline Dantas. Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines. Géochimie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007. Français. NNT: . tel-00163376

HAL Id: tel-00163376

<https://theses.hal.science/tel-00163376>

Submitted on 17 Jul 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE TOULOUSE III – PAUL SABATIER
U.F.R Sciences et Vie de la Terre
Laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire – UMR5562.

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline : *Pétrologie-Géochimie*

Céline DANTAS

le 11 Mai 2007 à l'Observatoire Midi-Pyrénées

Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves
ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines.



devant le jury composé de :

Michel Grégoire	Directeur de thèse	CR, LDTP, Toulouse
Dmitri Ionov	Rapporteur	Pr., Université J. Monnet, Saint Etienne
René Maury	Rapporteur	Pr., Université Bretagne Occidentale, Plouzané
Jean-Yves Cottin	Examineur	Pr., Université J. Monnet, Saint Etienne
Michel Rabinowicz	Président	Pr., Université P. Sabatier, Toulouse
Guillaume Delpech	Examineur	Maître de conférence, Université Paris Sud XI
Massimo Coltorti	Examineur	Pr., Université de Ferrara

« Ce mois passé en Patagonie [...] fut la grande aventure de sa vie. Peut être la plus mouvementée [...] mais la plus intense celle qui devait décider de toute son existence.

[...] Et rien, ni personne, jusqu'à l'horizon vide, pour arrêter le regard. « Une impression de soulagement, d'évasion et d'absolue liberté » écrira-t-il plus tard – d'une telle intensité qu'il en sera marqué pour toujours.

[...] Darwin, déjà, s'était étonné de la persistance obsédante, en lui, bien des années après son voyage, des paysages désolés de la Patagonie. [...] Comment expliquer que des étendues aussi mornes, grises, arides, puissent frapper à ce point l'imagination ? [...] l'absence d'accident laissant le champ libre à l'imagination. [...] Ce n'est pas l'effet de l'imagination, c'est que la nature, dans ces paysages désolés [...] nous émeut plus profondément que dans d'autres.

[...] huanaco en sentinelle sur le sommet d'une colline, quelques nandous au plumage gris fuyant à son approche [...]. une pellicule grise de nuages s'étendait sur le ciel et un vent pénétrant soufflait, assez glacial. »

William Henry Hudson (fin XIX^{ème} siècle).

REMERCIEMENTS

Au terme de cette fascinante expérience, tout d'abord, je souhaite exprimer ma gratitude à Armelle Barelli et à l'Union Européenne (Fond Social Européen), car sans leur aide et leur financement, ce travail n'aurait pas pu voir le jour.

Je remercie infiniment mon directeur de thèse, Michel Grégoire. Je le remercie tout d'abord pour avoir cru en moi, pour m'avoir suivi dans cette aventure Patagonienne et Brésilienne, pour m'avoir guidé dans le monde de la science et transmis sa passion pour le manteau. Ma gratitude s'adresse aussi à Georges Ceuleneer et Mike Toplis, pour avoir été des interlocuteurs passionnés et attentionnés de chaque instant. Je remercie également l'ensemble des membres de mon jury de thèse pour leur participation à la soutenance et leurs commentaires constructifs et instructifs.

« Eu quero agradecer o latino team, Norberto, Manuel e Edinei », qui m'ont accompagné durant ce périple de plus de 10 000 km en Patagonie, pour ces moments passés à traquer les roches vertes dans ces étendues arides parmi les huanacos, et ces nombreuses discussions en franco-portu-gnol. « Muito obrigada e muchas gracias ». Il m'est difficile de ne pas remercier Rommulo, c'est néanmoins chose faite.

Je souhaite remercier toutes les personnes avec lesquelles j'ai pu collaborer pour mes travaux de recherche : Théo Ntaflos, Mireille Polvé, Thierry Sempéré, Sébastien Chevrot, Yves Lagabriele, Felipe Espinoza, Guillaume Delpach. Je remercie également tous les membres du laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire de Toulouse pour leur accueil chaleureux, depuis mon DEA, tout particulièrement Muriel qui a permis que chacune de mes missions dans le monde extérieur se déroule pour le mieux. Je remercie également les différentes équipes techniques du LMTG de Toulouse : Fabienne, Jean-François, Philippe, Thierry, Rémi, Fred, Sébastien et Caco, pour leur accueil chaleureux et leur disponibilité.

Aux ami(e)s et aux collègues... Marie, Audrey, Tina, Lionel, Antoine, Frédérick, Sandrine, Seb, Xuxa, Jess, June, Christel, Sandra, Tiphaine, Ju, Harold, Paulina, Ana-Karina, Vinicius, Lydia, Gisela, Tatiana, David... et à la « ligue orthographe & grammaire française » (Maman, Marie, June's maman, June, Brigitte et Christel)... « Obrigada, Merci, Thank you ».

Ce dernier merci s'adresse à mes parents, mon frère et ma famille. Depuis toujours, ils sont de solides piliers qui me soutiennent et me suivent dans mes choix et mes différentes aventures au quatre coins du monde. Merci petit frère.

Auteur : Céline DANTAS

Titre : Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines.

Directeur de thèse : Michel GREGOIRE

Lieu et date de soutenance : le 11 Mai 2007, Université Toulouse III, Observatoire Midi-Pyrénées

Résumé : Mon travail de thèse s'est attaché à caractériser le manteau supérieur Patagonien à travers l'étude pétrologique et géochimique d'enclaves mantelliques échantillonnées par des basaltes alcalins mise en place au Cénozoïque en contexte d'arrière arc. Les enclaves du Nord de la Patagonie conservent d'importants stigmates de processus de fusion partielle alors que dans celles du Sud, les circulations de liquide ont oblitérées, partiellement voire totalement, les empreintes de fusion partielle. Finalement, cette étude permet de proposer que les liquides qui ont métasomatisés à grande échelle le manteau patagonien, principalement au Sud, sont essentiellement de type silicaté mafique d'affinité alcaline. Ces liquides sont certainement à relier aux différentes phases magmatiques associés à des processus de remontées asthénosphériques et non pas à des processus de déshydratation de slab.

Mots clés :

Enclaves ; manteau lithosphérique ; Patagonie ; arrière-arc ; péridotites ; pyroxénites ; métasomatisme ; éléments traces *in situ*.

Discipline : Pétrologie-Géochimie

Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire,
CNRS UMR 5562, Observatoire Midi-Pyrénées,
14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse.

Table des Matières

Avant Propos	p. 1
--------------	------

Chapitre I: Introduction générale

I- Le manteau terrestre	p. 3
<u>I-1. Géophysique vs Géochimie</u>	p. 6
<u>I-2. Nature du manteau terrestre</u>	p. 9
<u>I-3. Les textures</u>	p. 12
II- Processus pétrogénétiques dans le manteau	p. 16
<u>II-1. La fusion partielle</u>	p. 16
<u>II-2. Métasomatisme</u>	p. 17
<u>II-3. Origine des Pyroxénites</u>	p. 25

III- Migration des magmas et transports/réactions des xénolites p. 27

Chapitre II : Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili)

I- Tectonique globale du Paléozoïque au Cénozoïque	p. 31
<u>I-1. Au Paléozoïque ...</u>	p. 31
<u>I-2. Au Mésozoïque ...</u>	p. 34
<u>I-3. Au Cénozoïque ...</u>	p. 38
II- Magmatisme et Tectonique en Patagonie du Néogène à l'actuel	p. 42
<u>II-1. Patagonie du Nord (40°-46°S)</u>	p. 49
<i>II-1.1. La province ignée de Somoncura</i>	p. 49
<i>II-1.2. La Meseta de Canquel</i>	p. 52
<u>II-2. Patagonie Centrale (46°S-49°S)</u>	p. 52
<i>II-2.1. La Meseta Central</i>	p. 53
<i>II-2.2. La Région Nord-Est</i>	p. 54

<u>II-3. Patagonie du Sud (49°S-52°S)</u>	p. 56
<i>II-3.1. La Province Volcanique de Pali Aike</i>	<i>p. 56</i>

Chapitre III : Les laves hôtes

I- Les basaltes alcalins des Plateaux arrière arc de Patagonie (40°S-52°S)	p. 59
<u>I-1. Pétrographie des basaltes</u>	p. 62
<u>I-2. Géochimie des éléments majeurs</u>	p. 65
<u>I-3. Géochimie des éléments traces</u>	p. 70
<u>I-4. Géochimie isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)</u>	p. 75

II- Conclusions de l'étude des laves hôtes	p. 77
---	--------------

Chapitre IV : Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°-46°S)

I- Etat des connaissances	p. 81
----------------------------------	--------------

II- Etude pétrographique	p. 84
---------------------------------	--------------

<u>II-1. Cerro Aznare (PM6)</u>	p. 84
<u>II-2. Praguaniyeu (PM8).</u>	p. 87
<u>II-3. Cerro Rio Chubut (PM10)</u>	p. 92
<u>II-4. Cerro de Los Chenques (PM12).</u>	p. 97
<u>II-5. Réactions/interactions entre les xénolites et les laves hôtes</u>	p. 101
<u>II-6. Synthèse pétrographique</u>	p. 103

III- Compositions chimiques des phases minérales	p. 104
---	---------------

<u>III-1. Eléments majeurs</u>	p. 104
---------------------------------------	---------------

<i>III-1.1. Olivine</i>	<i>p. 104</i>
<i>III-1.2. Orthopyroxène</i>	<i>p. 105</i>
<i>III-1.3. Clinopyroxène</i>	<i>p. 109</i>
<i>III-1.4. Spinelle</i>	<i>p. 114</i>
<i>III-1.5 Phlogopite</i>	<i>p. 116</i>

<u>III-2. Eléments traces dans les minéraux (LA-ICP-MS)</u>	p. 116
--	---------------

<i>III-2.1. Clinopyroxène</i>	<i>p. 116</i>
<i>III-2.2 Phlogopite</i>	<i>p. 124</i>

IV- Discussion	p. 125
<u>IV-1. Histoire du manteau supérieur</u>	p. 125
<i>IV-1.1. Les péridotites</i>	<i>p. 125</i>
<i>IV-1.2. Nature et origine des pyroxénites</i>	<i>p. 131</i>
<i>IV-1.3. L'enclave composite: l'orthopyroxénite</i>	<i>p. 139</i>

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

I- Etat des connaissances	p. 141
II- Etude pétrographique	p. 144
<u>II-1. Cerro Clark (PM24)</u>	p. 144
<u>II-2. Estancia El Cisne – Gobernador Gregores (PM23)</u>	p. 151
<u>II-3. Synthèse pétrographique</u>	p. 173
III- Compositions chimiques des phases minérales	p. 175
<u>III-1. Eléments majeurs</u>	p. 175
<i>III-1.1. Olivine</i>	<i>p. 175</i>
<i>III-1.2. Orthopyroxène</i>	<i>p. 176</i>
<i>III-1.3. Clinopyroxène</i>	<i>p. 181</i>
<i>III-1.4. Spinelle</i>	<i>p. 189</i>
<i>III-1.5. Amphibole</i>	<i>p. 192</i>
<i>III-1.6. Phlogopite</i>	<i>p. 196</i>
<i>III-1.7. Carbonate</i>	<i>p. 197</i>
<i>III-1.8. Verre</i>	<i>p. 197</i>
<u>III-2. Eléments traces dans les minéraux (LA-ICP-MS)</u>	p. 199
<i>III-2.1. Clinopyroxène</i>	<i>p. 199</i>
<i>III-2.2. Amphibole de Goberndor Gregores</i>	<i>p. 209</i>
<i>III-2.3 Phlogopite de Goberndor Gregores</i>	<i>p. 211</i>

IV-Discussion	p. 213
<u>IV-1. Histoire du manteau supérieur</u>	p. 213
<i>IV-1.1. Processus de fusion partielle</i>	<i>p. 213</i>
<i>IV-2.1. Processus de métasomatisme et de magmatisme dans le manteau supérieur</i>	<i>p. 215</i>

Chapitre VI: Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S).

I - Etat des connaissances	p. 231
II- Etude pétrographique	p. 233
<u>II-1. Xénolites à Spinelle et Grenat (SG)</u>	p. 234
<u>II-2. Xénolites à Spinelle (S)</u>	p. 247
<u>II-3. Synthèse pétrographique</u>	p. 249
III- Compositions chimiques des phases minérales	p. 251
<u>III-1. Eléments majeurs</u>	p. 251
<i>III-1.1. Olivine</i>	<i>p. 251</i>
<i>III-1.2. Orthopyroxène</i>	<i>p. 252</i>
<i>III-1.3. Clinopyroxène</i>	<i>p. 256</i>
<i>III-1.4. Spinelle</i>	<i>p. 260</i>
<i>III-1.5. Grenat</i>	<i>p. 262</i>
<i>III-1.6. Amphibole</i>	<i>p. 264</i>
<i>III-1.7. Phlogopite</i>	<i>p. 266</i>
<u>III-2. Eléments traces dans les minéraux (AL-ICP-MS)</u>	p. 268
<i>III-2.1. Clinopyroxène</i>	<i>p. 268</i>
<i>III-2.2. Grenat</i>	<i>p. 274</i>
<i>III-2.3. Pargasite</i>	<i>p. 277</i>
<i>III-2.4. Phlogopite</i>	<i>p. 279</i>
IV- Discussions	p. 281
<u>IV-1. Histoire du manteau supérieur</u>	p. 281
<i>IV-1.1. Processus de fusion partielle</i>	<i>p. 281</i>
<i>IV-1.2. Processus de métasomatisme mantellique</i>	<i>p. 286</i>

Chapitre VII: Conclusions

I – Perspectives	p. 301
II – Perspectives	p. 305
Bibliographie	p. 307

Annexes

Annexes sur CD-ROM

Avant Propos

La collection de xénolites mantelliques de Patagonie qui est au cœur de ce travail de thèse inclut des harzburgites, des lherzolites, des wehrlites et des pyroxénites équilibrées dans les conditions du faciès mantellique à spinelle et de la transition entre ce dernier et celui plus profond à grenat. Ces enclaves offrent l'opportunité d'étudier l'évolution du manteau lithosphérique sous la Patagonie ainsi que les modifications que ce manteau a subies, modifications influencées ou pas par la subduction d'une lithosphère océanique jeune à l'ouest et/ou par un panache mantellique (remontée asthénosphérique) en contexte tectonique d'arrière-arc à l'est.

Les enclaves mantelliques proviennent de localités connues de Patagonie, telles que Gobernador Gregores et Pali Aike, mais aussi d'autres moins ou pas connues telles que Cerro de los Chenques, Cerro Aznare, Cerro Rio Chubut et Cerro Clark. Je me suis intéressée bien sûr aux péridotites mantelliques mais aussi aux pyroxénites mantelliques de Patagonie qui, avant cette étude, n'avaient suscité que peu d'intérêt.

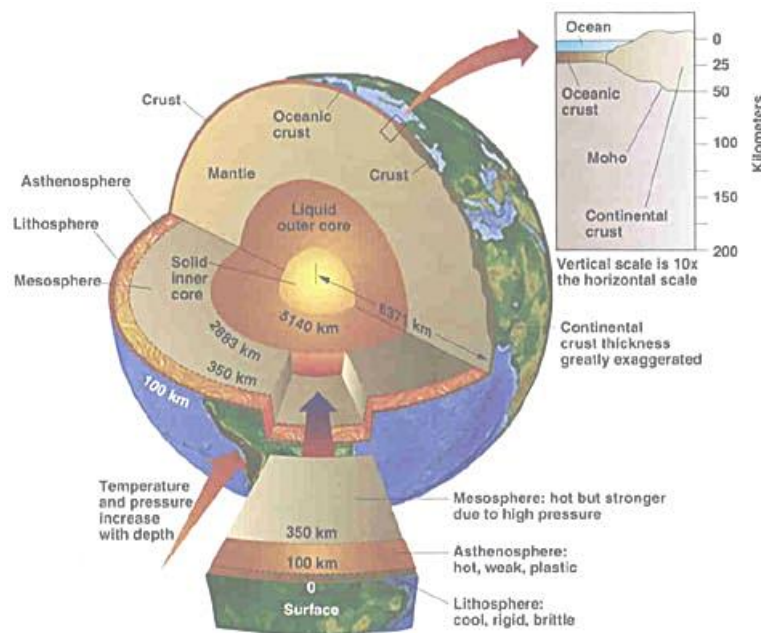
Un des objectifs principaux de la présente étude est de caractériser la nature du manteau lithosphérique et la nature des agents métasomatiques qui ont circulé dans ce manteau et ceci au travers d'un profil principal Nord-Sud. Ce profil, partagé en trois zones, a pour but d'appréhender les variations pétrographiques, minéralogiques et chimiques du manteau supérieur et de distinguer l'influence des liquides (et /ou fluides) originaires de la plaque subductante de ceux provenant d'éventuelles remontées asthénosphériques, localisées à l'Est et responsables des grands épanchements basaltiques en position arrière arc.

L'étude des enclaves mantelliques de Patagonie que j'ai entreprise repose principalement, après bien sûr une étude pétrographique au microscope optique très précise, sur l'acquisition des compositions chimiques « in situ » des phases minérales. Pour cela, j'ai utilisé la microsonde électronique (EMP) pour les éléments majeurs et l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse (LA-ICP-MS ; Laser-Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry), pour les éléments en traces.

Cette étude est présentée en sept chapitres. Après une introduction générale (Chapitre I), une vue d'ensemble de la géologie et du contexte géodynamique de la Patagonie est présentée dans le Chapitre II. Le chapitre III est un descriptif des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des basaltes hôtes, qui ont transporté les enclaves en surface. Les chapitres IV, V et VI présentent les descriptions pétrographiques et les caractérisations géochimiques des phases minérales du manteau de la Zone Nord, Centrale et Sud patagonienne, respectivement. En fin de chacun de ces 3 chapitres sont discutées les données et présentées les différentes conclusions obtenues à la fois sur la nature et sur les divers processus pétrogénétiques ayant affecté le manteau lithosphérique local de Patagonie. Dans le dernier chapitre, nous récapitulons les principales conclusions obtenues sur le manteau sous-lithosphérique Patagonien dans son ensemble ainsi que des perspectives qui s'ouvrent après ce travail.

Chapitre I : Introduction générale

I-Le manteau terrestre



Le manteau terrestre d'une épaisseur de 2900km, se divise en deux entités: le manteau supérieur (0 à 670km) et le manteau inférieur (670km à 2900km). Les pétrologues et géochimistes n'ont accès qu'au manteau supérieur, et plus particulièrement à la partie superficielle, qui forme les 100 premiers kilomètres, nommée lithosphère. Cette lithosphère, rigide et « froide », est formée de la croûte et de la partie supérieure du manteau supérieur. Dans certain cas, il est possible d'avoir accès à l'asthénosphère (partie inférieure du manteau supérieur), plastique et « chaude », sous jacente à la lithosphère.

Le manteau terrestre, durant ces dernières années, a fait l'objet de nombreuses études, focalisées aussi bien sur sa nature, sa composition (Kempton *et al.*, 1999 ; Stern *et al.*, 1999 ; Ionov, 1998 ; Ionov *et al.*, 2005, 2006; Ntaflos *et al.*, 2000 ; Grégoire *et al.*, 2000, 2002 ; Rivalenti *et al.*, 2004a, b ; Schilling *et al.*, 2005, etc...), sa structure et sa dynamique (Albarède, 1998 ; Becker *et al.*, 1999 ; Coltice et Ricard, 1999 ; Davaille, 1999 ; Kellog *et al.*, 1999 ; Tackley, 2000 ; O'Reilly *et al.*, 2001 ; Van Keken *et al.*, 2002 ; Kogiso *et al.*, 2004, etc...).

Le manteau est accessible en surface, en différents contextes géodynamiques, à la fois en milieu continental et océanique, sous des formes distinctes (massifs et enclaves). En domaine continental, les massifs se positionnent dans deux types d'environnements tectoniques. Ils sont parfois (1) « pincés » dans des orogènes (Lherz, Ronda, Alpes, etc..., Downes, 2001) ou bien, sont (2) obductés (« déposés ») sous forme d'ophiolites sur le continent (Oman, Taitao, etc...). En domaine abyssal, le manteau est « accessible » au niveau de dômes remontés le long de failles ductiles ainsi qu'au cœur des dorsales lentes à ultra-lentes (Medio Atlantique, Sud-ouest Indienne ; Dick *et al.*, 2002; Dantas *et al.*, 2007), où les taux d'ouverture et la production de croûte océanique sont faibles. Cette accessibilité reste relative du fait qu'il faut effectuer des campagnes de dragages ou de forages pour les échantillonner (Dick et Fischer, 1984 ; Dick, 1989 ; Johnson et Dick, 1992).

Les fragments de roches, transportés en surface par les roches volcaniques, sont nommés « xénolites », « enclaves » ou « nodules », selon les auteurs. Ces enclaves, par définition, sont des inclusions de roches qui n'ont aucunes relations directes avec la lave porteuse, présumées provenir le plus souvent du manteau supérieur. Ils sont les témoins du manteau d'une région donnée et échantillonnés à un instant « t » lors de l'éruption, et sont préservés de toute activité tectonique crustale, contrairement aux massifs qui eux remontent lentement. Les enclaves sont le plus souvent remontées en surface par des laves basaltiques alcalines, peu ou pas évolués (**basaltes alcalins**, basanites...), par des laves hyper alcalines de type **lamprophyres**, **lamproïtes** et **kimberlites**. Les enclaves peuvent avoir des tailles variant du centimètre à plusieurs dizaines de centimètres.

Les enclaves mantelliques sont remontées dans trois types d'environnements : intra plaque continental, intra plaque océanique, et zone de subduction.

En domaine intra plaque continental, il existe un magmatisme de type alcalin associé aux rifts continentaux phanérozoïques et, un magmatisme potassique (kimberlites et lamproïtes) au niveau des zones cratoniques. Les affleurements à nodules mantelliques, associés aux rifts continentaux, les plus étudiés, sont les provinces volcaniques d'Europe (Massif Central français, Eifel, etc... Witt et Seck, 1987 ; Lenoir *et al.*, 2000 ; Downes *et al.*, 2003 ; Shaw *et al.*, 2005 ; Ban *et al.*, 2005), la ligne volcanique du Cameroun (Halliday *et al.*, 1988 ; Lee *et al.*, 1996 ; Banford *et al.*, 1999 ; Marzoli *et al.*, 2000 ; Teitchou *et al.*, 2007), l'Australie de l'Est (ex. Menzies et Wass, 1983 ; Powell *et al.*, 2004 ; Powell et O'Reilly, 2006), l'Ouest Américain (ex. Smith *et al.*, 1994 ; McGuire et Mukasa, 1997 ; Smith et Riter, 1997 ; Roden et Shimizu, 2000 ; Lee *et al.*, 2001) etc... Les enclaves mantelliques remontées

par des kimberlites au niveau des Cratons du Kaapvaal (Boyd et Nixon, 1978 ; Gurney *et al.*, 1991), de Kimberley (Mitchell, 1995 ; Grégoire *et al.*, 2002), de Sibérie (Sobolev *et al.*, 1968 ; Boyd *et al.*, 1997 ; Ionov *et al.*, 2005), et du Canada (Kopylova *et al.*, 1998, 1999, 2000) ont été largement étudiées.

En environnement intra plaque océanique, les basaltes alcalins ont mis à l'affleurement des enclaves mantelliques au niveau des îles d'Hawaii (ex. Jackson et Wright, 1970 ; Frey, 1980 ; Clague, 1988 ; Sen *et al.*, 2005), des îles Kerguelen (ex. Grégoire *et al.*, 2000, 2002 ; Delpech., 2004), des Canaries (ex. Neumann *et al.*, 1995, 2002), des îles Samoa (ex. Hauri *et al.*, 1993), de la Grande Comore (ex. Coltorti *et al.*, 1999), et bien d'autres.

Les enclaves des zones de subduction, bien plus rares, sont connues depuis peu. Parmi les exemples les mieux connus, il y a Itinome-gata (Japon, Aoki 1968), Simcoe (NW des Etats-Unis, Brandon *et al.*, 1999), la Cordillère Canadienne (Peslier *et al.*, 2002), les Philippines (Maury *et al.*, 1992), la Papouasie-Nouvelle-Guinée (Mc Innes *et al.*, 2001 ; Grégoire *et al.*, 2001), etc...

La remontée des enclaves se faisant rapidement, particulièrement avec les kimberlites, les nodules n'ont pas le temps de se rééquilibrer, et donc, leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques acquises dans le manteau supérieur sont « figées ». Au contraire, les massifs orogéniques, lors de leurs mises en place dans la croûte, ont le temps de se rééquilibrer. En outre certaines enclaves peuvent représenter des zones du manteau supérieur, bien plus profondes (jusqu'à 200 km, lorsqu'elles sont remontées par les kimberlites) que celles généralement exposées par les massifs. Malgré ces avantages, il existe quelques inconvénients. En effet, les enclaves sont dépourvues de toutes informations concernant les relations structurales et lithologiques (stratification, veine, foliation, etc...).

I-1. Géophysique (Tomographie, modélisation numérique et analogique) versus Géochimie

Stratification du manteau? Récente ou ancienne? « Marble Cake » d'Allègre et Turcotte (1986) ? Le manteau est-il brassé dans sa totalité et sur un seul niveau par une seule série de cellules de convection ? Ou serait-il agité par une convection sur deux niveaux, chacun animé par une série de cellules de convection ? (Tackley, 2000).

Un modèle à un seul niveau de convection (Figure I-2, B) satisfait certains tectonicien et sismologues qui observent, par la tomographie, des plaques subductées descendre jusqu'à la base du manteau (van der Hilst *et al.*, 1991, 1997). La sismologie, en effet, permet de réaliser un véritable « scanner » de l'intérieur de la Terre. Les images tomographiques, présentant une vue tridimensionnelle des variations des vitesses sismiques dans le manteau, nous offrent une coupe verticale de celui-ci : les zones de vitesses sismiques rapides correspondent en première approximation à des zones froides, et les zones de vitesses sismiques lentes à des zones chaudes (Figure I-1 ; Ritsema *et al.*, 1999).

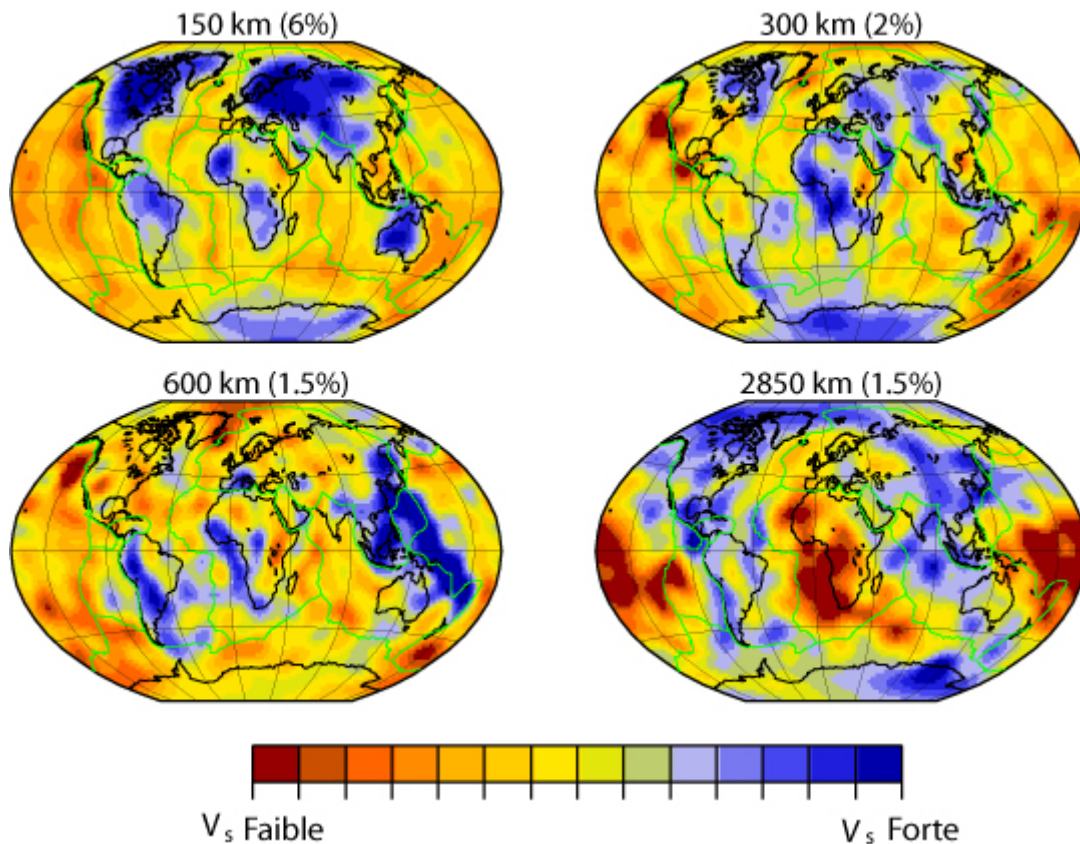


Figure I-1 : En rouge sont des zones sismiques lentes correspondant généralement à des courants chauds (ascendants), en bleu sont des zones sismiques rapides correspondant généralement à des courants froids (descendants).

Ces images permettent de suivre la subduction de certaines plaques océaniques jusqu'à 2900 km de profondeur et donc, de démontrer qu'il existe des mouvements à l'échelle du manteau tout entier.

Cependant, les géochimistes et quelques sismologues, les premiers en analysant les laves et les roches du manteau, les seconds en détectant une discontinuité marquée à 670 km, proposent un manteau à deux couches (manteau supérieur et manteau inférieur, Figure I-2, A). Les géochimistes analysent les laves émises à la surface de la Terre et utilisent les éléments radioactifs contenus par celles-ci, comme traceurs pour remonter à la composition initiale de leurs sources dans le manteau (par exemple, Janney *et al.*, 2005). Ils distinguent principalement deux types de laves, MORB (Basalte de ride médio-océanique) et OIB (Basaltes d'îles océaniques ou de point chaud).

Les MORB, émis au niveau des dorsales océaniques, présentent une composition relativement constante sur l'ensemble de la planète. Ces laves proviennent donc d'un réservoir relativement homogène, occupant la partie supérieure du manteau. Les laves OIB, quand à elles, présentent une composition variable, mais systématiquement plus riche en éléments traces incompatibles (LILE et HFSE) et en gaz. Donc, il semble que ces OIB proviennent d'une seconde couche plus profonde (> 670 km voire 2900km, à la limite manteau / noyau), demeurée isolée de la surface pendant des milliards d'années. La morphologie et la profondeur de ces deux réservoirs ne sont cependant pas contraintes. La seule certitude est que la partie supérieure du manteau, d'où proviennent les MORB, ne peut occuper plus de la moitié du manteau total. Dans ce modèle à deux couches, le manteau est divisé en deux parties qui convectent séparément, sans échange de masse important. Ce modèle satisfait la géochimie car il fait apparaître deux couches bien différenciées, mais ne respecte pas les données sismiques (Figure I-2, A).

Les deux disciplines ne travaillent pas aux mêmes échelles de temps : la géochimie considère des millions d'années, alors que la sismologie fournit des images instantanées.

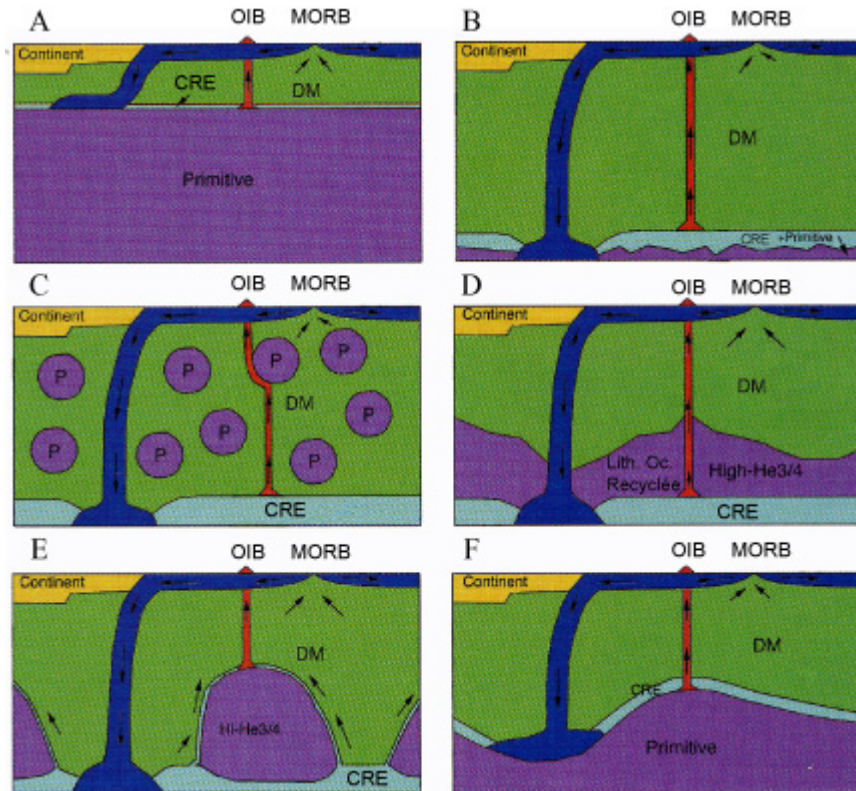


Figure I-2: Localisations possibles des réservoirs mantelliques et de leurs relations à la dynamique du manteau (Tackley, 2000). Sur ce schéma, le bleu représente les plaques océaniques et les slabs¹, et le rouge, les plumes mantelliques chaudes. Les réservoirs géochimiques sont les suivants : en vert, le manteau appauvri (DM) ; en violet, les zones à fort rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ (« primitive ») et en bleu clair, la Croûte Recyclée Enrichie (CRE). A - modèle typique géochimique stratifiée à 660 km de profondeur (Hofmann, 1997). B - modèle typique géodynamique : homogène excepté à la base du manteau avec des mélanges de CRE et du manteau primitif. C - modèle des gouttes primitives avec un niveau à la base de CRE (Becker *et al.*, 1999). D - modèle de recyclage complet (Albarède, 1998 ; Coltice et Ricard, 1999). E - modèle primitif d'empilement (Tackley, 1998). F - Modèle de stratification primitive profonde (Kellogg *et al.*, 1999).

D'autres modèles, illustrés en Figure I-2, ont été proposés afin de combiner les observations géochimiques et géodynamiques tels que le modèle d'empilement de Tackley (1998), de recyclage complet de Albarède (1998) et Coltice et Ricard (1999), des « gouttes primitives » de Becker *et al.* (1999) ou encore, celui de stratification primitive profonde proposé par Kellogg *et al.* (1999). Tous ces modèles proposés sont intéressants mais sont-ils vraiment réalistes ?

¹ Le « slab » est la plaque océanique qui subducte.

Le problème est donc, d'expliquer comment générer une dynamique à l'échelle globale sans toutefois mélanger totalement le manteau, de manière à conserver au moins deux réservoirs distincts.

Un début de réponse à cette problématique est en train de voir le jour, notamment grâce aux spécialistes de modélisation analogique, tels que Anne Davaille « [...] Nous devons abandonner les deux schémas simples : une couche ou deux couches homogènes, au prix d'un schéma plus compliqué de convection en une couche hétérogène. ».

Une manière de réconcilier les observations est de supposer que le manteau était initialement stratifié de manière à conserver 2 réservoirs distincts, et que depuis seulement quelques centaines de millions d'années, il évolue vers un régime à une couche. Ces deux réservoirs sont différents mais de viscosité voisine. Dans ce cas, sous l'effet de la convection, l'interface entre ces deux réservoirs se déforme, sans toutefois aboutir à un mélange complet. Ce modèle dit « thermochimique » satisfait à la fois la géochimie (= deux couches séparées et isolées sur des périodes très longues) et la sismologie (= la subduction peut s'opérer sur toute l'épaisseur du manteau, l'interface étant défléchie par les plaques océaniques plongeantes ; Le Bars, 2003 ; Le Bars et Davaille, 2004). Ce nouveau modèle nécessite encore d'être validé ou pas, mais il est prometteur et permettra peut être de clore ce débat de longue date.

I-2. Nature du manteau terrestre

Mon étude a principalement concernée des roches ultramafiques (minéraux mafiques $M \geq 90$, Streckeisen, 1976), et quelques roches basiques ($M < 90$). Ces dernières sont présentes principalement dans le manteau au Nord de la Patagonie, et sporadiquement sous le reste de la Patagonie.

Les roches ultramafiques, constituées principalement de quatre minéraux mafiques sont classées en fonction de leurs contenus en trois d'entre eux : l'olivine (Ol), l'orthopyroxène (Opx) et le clinopyroxène (Cpx). A ceux-ci s'ajoutent la phase alumineuse, qui peut être soit le plagioclase, soit le spinelle, ou soit le grenat. En plus de ces minéraux anhydres, des phases hydratées (amphibole et phlogopite) peuvent s'observer dans les enclaves. Dans le diagramme ternaire de Streckeisen (1973, 1976) les péridotites se distinguent des pyroxénites par leur proportion modale en olivine qui est supérieure à 40% (Figure I-3). Le groupe des pyroxénites se divise en orthopyroxénite (Opx $> 90\%$), en

webstérite à olivine ($Ol < 40\%$ et $Cpx + Opx > 60\%$), en webstérite ($Cpx + Opx > 95\%$) et en clinopyroxénite ($Cpx > 90\%$).

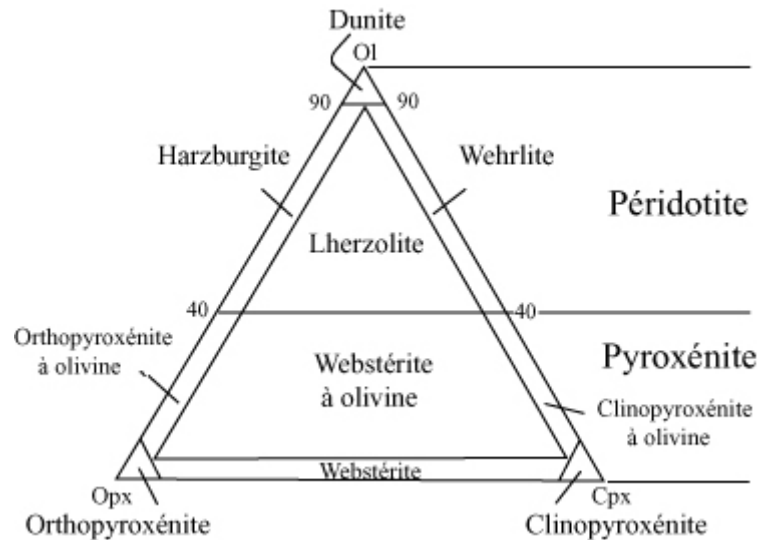


Figure I-3 : Classification et nomenclature des roches ultramafiques basées sur la proportion d'olivine (Ol), d'orthopyroxène (Opx) et de clinopyroxène (Cpx), d'après Streckeisen 1973.

La phase alumineuse, présente dans le manteau, est dépendante de la pression et a donc, un rôle de baromètre de premier ordre, dans le manteau. En effet, selon la profondeur à laquelle se trouve la roche mantellique, le minéral dans lequel entre le plus facilement l'aluminium, est, en allant du plus superficiel au plus profond :

1 - Le **plagioclase** à basse pression ($< 30-40$ km), disparaît au cours de la réaction suivante :

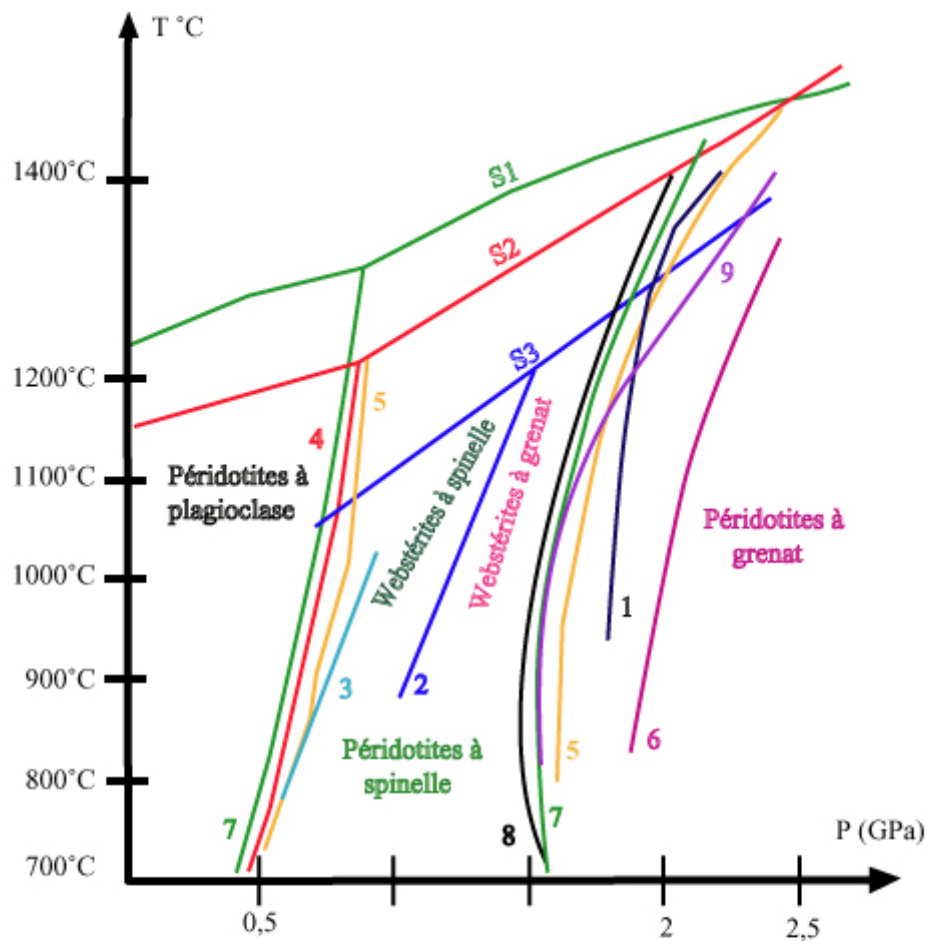


2 - Le **spinelles** à pression intermédiaire (de 30-40 km à 60-70 km), disparaît au cours de la réaction suivante :



3 - Le **grenat** à hautes pressions ($> 60-70$ km).

La figure I-4 illustre les transitions entre les différents faciès présents dans le manteau supérieur. La profondeur à laquelle intervient la transition entre les lherzolites à grenat et les lherzolites à spinelle reste relativement mal contrainte (O'Neill, 1981 ; Turkin *et al.*, 1997 ; Klemme et O'Neill, 2000 ; Klemme, 2004). En effet, la composition chimique, notamment en Al, Cr et Fe, des péridotites peuvent avoir une influence sur la position de la profondeur de cette limite (Turkin *et al.*, 1997 ; Klemme, 2004).



Solidus: S1: Presnall, 1976 ;

S2 : Green et Ringwood, 1967 ; Kornprobst, 1970 ;

S3 : Irving, 1974, Webstérite à spinelle et grenat.

Transitions périodotites à plagioclase / périodotites à spinelle

3. Ringwood, 1975 ; 4. Obata (CMAS), 1976 ; 5. Herzberg (CMAS), 1978 ; 7. Gasparik, (CMAS), 1984.

Transitions périodotites à spinelle / périodotites à grenat

1. O'Hara et al., 1971 ; 5. Herzberg, 1978 ; 6. Perkins et al. (MAS), 1981 ; 7. Gasparik, (CMAS), 1984 ;

8. Wood et Holloway (CMAS), 1984 ; 9. Klemme et O'Neill, 2000.

Transitions Webstérite à spinelle / Webstérite Grenat 2. Irving, 1974.

Figure I-4 : Champs de stabilité P-T des différents faciès de périodotites et des pyroxénites mantelliques.

Le chrome est connu pour stabiliser les assemblages à spinelle à plus grande profondeur (Klemme, 2004) alors que le fer ferreux a un effet opposé et tend donc, à ramener la transition à de plus faibles pressions (ex. O'Neill, 1981). Pour des périodotites caractérisées par un rapport $Cr/(Cr+Al)$ compris entre 0 et 1 (Figure I-5), Klemme (2004) a décrit un champ dans lequel coexisterait le spinelle et le grenat. Pour un manteau fertile avec un fort

rapport $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr})$, l'effet du chrome sur la pression à laquelle le grenat apparaît, est probablement infime (Klemme, 1998).

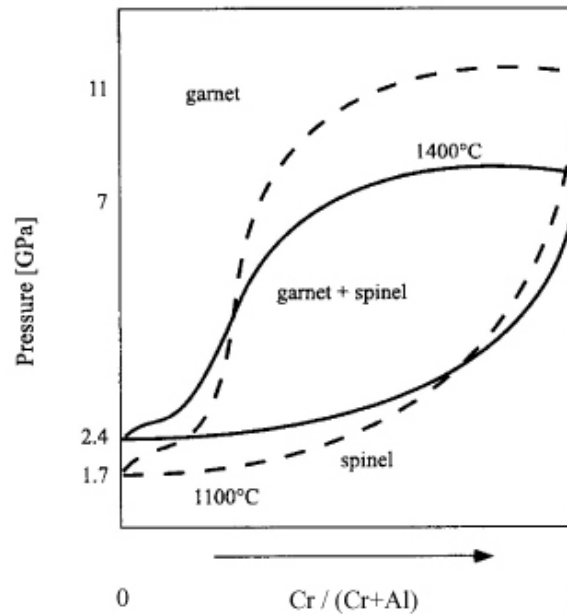


Figure I-5 : Diagramme illustrant l'effet du Cr sur la stabilité du grenat et du spinelle dans le système $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (Klemme, 2004). La transition spinelle/grenat est univariante en composition lorsque $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ est égale à 0 et 1. Pour des rapports intermédiaires, le champ est divariant, et le spinelle et le grenat coexistent. La largeur de ce champ est variable et dépend du rapport $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$, et à un degré moindre, de la température et de la pression. La ligne en trait plein représente la transition spinelle/grenat à 1400°C alors que celle en pointillé correspond à ce champ divariant à 1100°C. L'effet du Cr sur la stabilité du spinelle est faible pour des compositions totales pauvres en Cr, alors que lorsque $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) > 0,2$ le champ de stabilité des péridotites à spinelle + grenat s'étend considérablement. Le calcium et le fer peuvent influencer les équilibres de phase mais le chrome est l'élément qui exerce un contrôle majeur (Klemme, 2004).

Les pyroxénites à grenat sont stables à plus faibles pressions que les lherzolites à grenat (ex. Hirschmann et Stolper, 1996).

I-3. Les textures

La texture des enclaves ultramafiques est une caractéristique importante, autant que peut l'être le mode minéralogique ou la chimie. Elle peut être soit d'origine magmatique soit métamorphique, et nous renseigne sur l'histoire locale du manteau à laquelle les roches ultramafiques ont été associées. Il existe plusieurs nomenclatures texturales (Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977, etc...), utilisée pour caractériser le manteau terrestre. Depuis vingt ans, ces classifications n'ont été que peu révisées.

Les roches ultramafiques magmatiques ont généralement des textures dites cumulatives. Ces textures résultent de processus de dépôt de minéraux et se distinguent en fonction de la proportion des minéraux précoces (cumulus) et des minéraux interstitiels tardifs (post-cumulus ; Irvine, 1982).

Les principales textures métamorphiques des roches du manteau supérieur sont aux nombres de quatre (Mercier et Nicolas, 1975 ; Harte, 1977 ; Mercier, 1977 ; cf. Tableau I-1).

Texture protogranulaire *	Dimension moyenne des grains >2mm ; Trace de déformation absentes ; Limites de grains courbes, mais localement peuvent être polygonales avec quelques rares néoblastes (<0.5mm) présentant une orientation commune alors que les gros grains n'ont pas de fabriques apparentes.
Texture porphyroclastique *	Distribution bimodale des tailles de grains : porphyroclastes (3-6 mm) et néoblastes (<0.5 mm) ; Trace de déformation présentes (extinctions ondulantes : « kink bands ») dans les porphyroclastes ; Foliation marquée par les porphyroclastes (proportions >10%).
Texture equigranulaire *	<i>Type mosaïque</i> : limites de grains planes, jonctions triples à 120°. Néoblastes majoritaires avec des limites de grains polygonales et les porphyroclastes représentent moins de 10% de l'échantillon.
Texture granoblastique [^]	<i>Type tabulaire</i> : olivines aplatis, « rectangulaires ». Néoblastes majoritaires avec des limites de grains polygonales et les porphyroclastes représentent moins de 10% de l'échantillon.
Texture pœcilitique ⁺	<i>Type mosaïque ou tabulaire</i> : Rares porphyroclastes. Taille de grain est inférieure à 2mm, excepté pour les porphyroclastes. Les limites de grains sont légèrement courbes et sont en route vers une polygonisation.
Texture pœcilitique ⁺	Texture peu fréquente ; Cristaux géants d'olivine pœcilitiques (jusqu'à 6 cm) englobant cpx et opx.

Tableau I-1: Récapitulatif des textures métamorphiques décrites par *Mercier et Nicolas (1975), et +Mercier (1976) et ^Harte (1977).

La texture protogranulaire correspond à une distribution unimodale de la taille des grains et de dimension supérieure à 2 mm. La taille de grains, pour les olivines et les orthopyroxènes, est typiquement grossière (4 mm). Les olivines et les pyroxènes présentent des limites de grains courbes qui peuvent toutefois devenir localement polygonales. A ces

gros grains, sans aucune fabrique apparente, sont rarement associés des néoblastes, ayant une orientation commune. La texture protogranulaire est soit primaire (I) et représente alors un manteau tectoniquement inactif ou secondaire (II), et résulte dans ce cas de processus intense de recristallisation (restauration). Le spinelle permet de différencier ces deux types de textures protogranulaires. Quand elle est primaire, le spinelle est intimement lié aux cpx et opx, alors que lorsqu'elle est secondaire, le spinelle est dispersé mécaniquement et se trouvent souvent en inclusions dans les phases silicatées recristallisées.

La texture porphyroclastique est caractérisée par une distribution bimodale de la taille des grains : les porphyroclastes et les néoblastes. Les porphyroclastes sont principalement des olivines et des orthopyroxènes. Ces grands grains allongés, représentant plus de 10 % du volume de la roche, montrent des extinctions roulantes et des kink bands qui correspondent à une déformation élastique du réseau cristallin. Les néoblastes, plus petits, sont polygonaux et non déformés et forment une matrice fine autour des porphyroclastes. Les enclaves à textures porphyroclastiques présentent une foliation nette soulignée par l'allongement de l'olivine, et des linéations marquées par les spinelles et les opx. Le spinelle se présente sous deux formes : en « feuilles de houx » ou en « chapelets ».

La texture équi-granulaire se divise en deux sous-types : mosaïque et tabulaire. Cette texture est toujours à grains fins ($\leq 0,7$ mm), et avec des grains de même dimension. Des reliques de porphyroclastes peuvent subsister mais restent rares (< 5 %). Le type mosaïque est formé de grains à bords rectilignes, formant des jonctions triples à 120° (polygonaux). Le type tabulaire est caractérisé par des cristaux d'olivines aplatis par une croissance privilégiée, dans le plan (010) et selon l'axe [100]. Les textures franchement mosaïques témoignent d'une recristallisation statique à hautes températures ($> 1000^\circ\text{C}$). Ces néograins, à haute température, peuvent grandir et avoir des tailles moyennes comprises entre 3 et 4 mm.

Comme toute classification, les cas limites posent des problèmes (ex : « le verre à moitié plein ou à moitié vide »). La texture intermédiaire entre porphyroclastique et équi-granulaire, sera désignée dans cette étude comme texture transitionnelle.

La texture granoblastique se caractérise par des grains, de tailles inférieures à 2 mm, possédant des limites de grains légèrement curvilignes et des formes approximativement polygonales. Les grains semblent en cours de polygonisation. Cette texture semble être une conséquence de la recristallisation statique. En effet, les grains sont de plus grandes tailles, la proportion des faces des grains diminue, ainsi que le nombre de joints triples. En opposition, à la recristallisation statique, il existe la recristallisation dynamique. Cette dernière se produit

par deux mécanismes : la rotation des sous-grains et la migration des joints de grains. Au delà d'une désorientation de 10°, un nouveau grain se forme. La recristallisation dynamique semble être le processus majeur impliqué dans la formation de la texture porphyroclastique et équi-granulaire.

<i>Forme du sp</i> <i>Limite des ol</i>	<i>Associés aux</i> <i>Pyroxènes</i> <i>Curviligne</i>	<i>Feuille de chêne</i> <i>Déchiquetée/polygonale</i>	<i>Inclusions dans ol</i> <i>Polygonale</i>
<i>Absence d'inclusion</i> <i>de sp dans les les</i> <i>porphyroclastes d'ol</i>	Protogranulaire I	Porphyroclastique I	Equigranulaire I
<i>Inclusion de sp dans</i> <i>les porphyroclastes</i> <i>d'ol.</i>	Protogranulaire II	Porphyroclastique II	Equigranulaire II

Tableau I-2 : Récapitulatif des caractéristiques des spinelles et des olivines, selon le type textural et la génération (I ou II).

Les textures poëcilitiques sont souvent associées à des roches à grains d'olivines grossiers et tabulaires. Mercier (1976) les assimile à du manteau profond alors que Berger (1981) les assimile à une texture pegmatitique, et qui auraient par conséquence une origine magmatique.

La présence de fluide (hydratée ou magma) qui mouille les joints de grains, a pour effet d'augmenter considérablement la diffusion à la surface des cristaux. Lorsque des contraintes y sont appliquées, le changement de forme du cristal s'effectue plus rapidement par diffusion que par des mouvements de dislocations. La présence des phases mineures, telles que la phlogopite et l'amphibole, peut aider à contraindre les conditions de déformation. En effet, l'orientation de leur section longitudinale parallèlement aux « kink bands » ou aux limites des grains tabulaires d'olivines voisins, est le témoin d'une déformation de haute température (Nicolas et Poirier, 1976).

II- Processus pétrogénétiques dans le manteau

II-1. La fusion partielle

La connaissance du manteau supérieur lithosphérique, accessible à travers les péridotites et pyroxénite associées, a énormément progressée depuis le début du XX^{ème} siècle. L'amélioration constante de la résolution des outils analytiques, ainsi que de nouvelles approches remettent en question les paradigmes tels que l'homogénéité du manteau convectif, l'efficacité de l'extraction magmatique, le message des textures et des lithologies.

La plupart des suites de roches mantelliques montrent des variations des concentrations en éléments majeurs couplées à des variations des proportions minéralogiques. Ces variations sont classiquement attribuées à différents degrés d'extraction de liquides lors de processus de **fusion partielle**. En effet, à partir d'une lherzolite, l'obtention d'une harzburgite peut se faire par simple fusion partielle, puis pour des degrés de fusion plus importants, il est possible de former des dunites (rares). Le spinelle et le clinopyroxène sont les premières phases minérales à fondre, puis vient le tour de l'orthopyroxène, et ainsi, la séquence de fusion obtenue est la suivante ($P < 2$ GPa ; Walter *et al.*, 1995):

Lherzolite -> Harzburgite -> Dunite

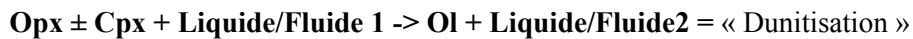
Pour expliquer les observations pétrographiques et géochimiques, lorsqu'elles ne suivaient pas un simple modèle de fusion partielle, un nouveau processus pétrogénétique a été proposé : le **métasomatisme**.

Derrière le terme métasomatisme, de manière générale, se cache différents types de métasomatisme (alcalin, carbonatitique, tholeiitique, adakitique, etc...), qui se produisent selon le contexte géodynamique.

II.2. Métasomatisme

II-2.1. Généralités

Dés 1922, Goldschmidt a défini le métasomatisme comme correspondant à « tout changement de composition chimique d'une roche par addition ou disparition de matière ». Après cette première définition, deux types distincts de processus de transferts de la matière dans la roche sont apparus : le métasomatisme par infiltration avec percolation de fluides (**métasomatisme « modal »** ; Harte, 1983) et par diffusion (**métasomatisme « cryptique »** ; Dawson, 1984). Pendant longtemps, le métasomatisme a été restreint aux processus d'enrichissements en profondeur et à l'apport de nouvelles phases minérales, mais depuis quelques années déjà, de nombreux auteurs traitent de la « disparition » de phases par circulation de fluides ou liquide : la « **dunitisation** » (ex. Quick, 1981 ; Foley *et al.*, 2003 ; Suhr *et al.*, 2003).



Le métasomatisme modal correspond à de forts déséquilibres chimiques impliquant la formation de nouvelles phases minéralogiques aux dépens de minéraux préexistants. Ces nouvelles phases sont, en générale, des phases hydroxylées (phlogopite, amphibole, etc...), mais parfois, le rutile, l'ilménite, des sulfures, etc... sont également présents. L'origine de l'amphibole et de la phlogopite, dans les nodules mantelliques, a été reliée très tôt aux processus métasomatiques (ex. Aoki, 1975 ; Erlank *et al.*, 1987 ; Jones *et al.*, 1982 ; Haggerty, 1983).

Le métasomatisme cryptique est décrit comme une variation des teneurs en certains éléments majeurs et traces dans la roche, sans changement minéralogique apparent. De nombreux auteurs (Frey et Green, 1974 ; Frey et Prinz, 1978 ; Nixon *et al.*, 1981 ; Menzies, 1983) ont mis en évidence l'existence d'un découplage entre le comportement des éléments majeurs (alcalins) et de certains éléments traces (terres rares « REE », essentiellement). L'enrichissement en LREE s'observe d'autant mieux dans le clinopyroxène, qu'il est le principal réservoir des éléments traces incompatibles dans le manteau. Ce découplage des éléments majeurs fusibles (ex. Na et Ti) et l'enrichissement en LREE ne peuvent s'expliquer par un simple modèle de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée (Menzies, 1987). Ils sont attribués à des processus métasomatiques. En effet, l'interaction de fluides/magmas

riches en terres rares légères (éléments dits « incompatibles ») avec le manteau péridotitique est invoqué pour expliquer l'enrichissement d'une péridotite par ailleurs appauvrie (harzburgite) en éléments majeurs fusibles.

Depuis ces dernières années (ex. Arai *et al.*, 1994 ; Bodinier *et al.*, 2004 ; Bodinier et Godard, 2003 ; Beyer *et al.*, 2006 ; Morgan et Liang, 2003), par opposition au processus de dunitisation, mettent en avant un nouveau processus pétrogénétique, la « **re-fertilisation** ». Au cours de ce processus, la nouvelle phase minéralogique principale à apparaître est le clinopyroxène.



Ce processus de « re-fertilisation » par interactions de fluides (et/ou liquides silicatés) avec la péridotite a été défini en premier lieu dans les massifs orogéniques (Ronda, Lherz etc... ; Bodinier et Godard, 2003), sur la base d'observations structurales (massifs orogéniques), texturales, minéralogiques et /ou géochimiques. En effet, ces travaux suggèrent qu'un bon nombre de lherzolites (dites « fertiles ») ont acquis leur composition par « re-fertilisation » d'un manteau « réfractaire » (harzburgite). L'un des mécanismes potentiels de la re-fertilisation serait la solidification, partielle ou totale, de liquides basaltiques au toit de domaines de fusion ou /et en base de lithosphère. Ce processus, sensiblement équivalent au modèle de « percolative fractional crystallization » envisagé par Harte *et al.* (1993), peut être simulé par des modèles d'interaction magma/roche tels que le modèle de plaque de Vernières *et al.*, (1997).

La re-fertilisation chimique du manteau en Fe, Al, Ca, Na, Ti et en éléments traces incompatibles par la circulation/infiltration de fluides/ liquides ont été également décrits dans les péridotites abyssales (Dick, 1989 ; Cannat *et al.*, 1990 ; Elthon, 1992), dans la section mantellique des massifs d'ophiolites (Fabriès *et al.*, 1989 ; Bodinier *et al.*, 1990 ; Suhr et Robinson, 1994) et dans les xénolites des basaltes alcalins (Wilshire *et al.*, 1990 ; Kempton, 1987).

Comment discerner les processus de fusion partielle de ceux de re-fertilisation, car d'un point de vue minéralogique, ils peuvent parfois entraîner la formation du même faciès pétrographique :

Dunite <- Harzburgite <- Lherzolite : Extraction magmatique

Dunite -> Harzburgite -> Lherzolite : Re-fertilisation

Les éléments fortement incompatibles tels que les terres rares légères, étant sensibles aux effets de transport advectif (Navon et Stolper, 1987), pourraient constituer un outil pour discriminer le processus d'extraction magmatique de celui de re-fertilisation. Mais leurs teneurs sont généralement affectés par des transferts de petites quantités de liquide, et donc, leurs rapports LREE/MREE reflètent en général les mouvements des fluides les plus tardifs. Bodinier *et al.*, (2004) ont essayé de définir un discriminant chimique et semblent avoir trouvé un outil plus prometteur, dans le couple Mg-Fe, pour lequel les modèles prédisent un comportement significativement différent au cours des deux processus considérés.

L'extraction magmatique se traduit par une augmentation systématique du Mg# (= rapport cationique $Mg / (Mg + Fe)$) du résidu de fusion. L'évolution de cet indice dans la péridotite lors de la re-fertilisation est gouvernée par 3 processus : la rééquilibration avec le liquide infiltré, l'effet tampon de l'olivine qui tend à conserver le Mg# constant (effet chromatographique) et la diminution du Mg# dans les termes les plus fertiles liée au mécanisme de cristallisation fractionnée en milieux poreux.

II-2.2. Le métasomatisme en « zone de subduction » vs en « domaine Intra-plaque ».

La complexité en Patagonie réside dans la présence de plusieurs contextes géodynamiques différents juxtaposés : la subduction de plaque océanique jeune et de ride océanique, et un contexte extensif en domaine continental (bassin arrière-arc). De ce fait, je présente dans ce paragraphe une synthèse des différents types de métasomatisme et de leurs caractéristiques principales (minérales et chimiques) impliqués dans chacun de ces contextes.

II-2.2.1. En zone de subduction

Les zones de subductions sont les zones où sédiments, croûte et lithosphère mantellique océanique, et eau de mer retournent et se rééquilibrent dans le manteau terrestre environnant. Le matériel enfouis, va modifier le manteau, notamment en l'hydratant et le modifiant chimiquement.

La plaque océanique, lors de son enfouissement, subit un métamorphisme prograde qui entraîne une succession de réactions, libérant le plus souvent des fluides liés à la déshydratation de la croûte océanique altérée (ex. Hawkesworth *et al.*, 1997) ou des liquides issus de la fusion de sédiment (ex. Peacock *et al.*, 1994) et/ou de basalte (MORB) de la croûte

subductée (ex. Stern et Kilian, 1996 ; Kilian et Stern, 2002). Ces fluides et/ou liquides, transportant des éléments chimiques, percolent dans le coin mantellique, et entraîneront des modifications chimiques et minéralogiques de ce dernier.

A ce jour, les agents métasomatiques sont assez mal contraints en contexte de subduction. Ils peuvent correspondre à des fluides/liquides hydratés assez riche en silice (ex. Coltorti *et al.*, 2006 ; Coltorti et Bonadiman, 2006) qui peuvent impliquer une quantité variable de croûte océanique et de sédiment, ce qui donne une gamme complexe de compositions des fluides/liquides percolant à travers le coin mantellique. L'agent métasomatique peut aller de fluides riches en volatile jusqu'à des purs liquides. Depuis quelques années, un agent métasomatique de nature adakitique a été observé et décrit en contexte de subduction (Kepezhinskias *et al.*, 1995 ; Yogodzinski *et al.*, 1995 ; Stern et Kilian, 1996 ; Kilian et Stern, 2002).

Par rapport aux LILE, les éléments terres rares (REE) et les HFSE (ex., Th, Zr, Hf, Nb et Ta) sont relativement immobiles dans les fluides aqueux (ex. Keppler, 1996). Des enrichissements en REE et HFSE du manteau suggèrent l'introduction de liquides plutôt que de fluides aqueux (ex. Elliott *et al.*, 1997). Un manteau modifié par un liquide métasomatique lié à la subduction présente de plus faible valeur de Th/Zr, Rb/Y (Kepezhinskias *et al.*, 1997), en Ba/Nb et Ba/Th (Hawkesworth *et al.*, 1997) que celui modifié par des fluides.

Les grandes séries magmatiques d'arc (subduction) sont la série calco-alcaline et alcaline à caractère potassique. A celles - ci s'ajoutent, les adakites et les andésites magnésiennes (ex. Amérique du Sud). Les adakites sont des laves caractérisées par de fortes concentrations en Sr, de faibles en Y ($Sr/Y > 100$), des rapports La/Yb inhabituellement élevés, et de faibles teneurs en terres rares lourdes (HREE). En accord avec des travaux expérimentaux de Rapp *et al.* (1999) une adakite avec de fortes anomalies positives en Zr (et Hf) peut être produite par fusion d'une croûte océanique hydratée à 3.8 GPa.

Les andésites magnésiennes (« high-Mg andesites ») sont des laves contenant 53 à 63 wt. % de SiO₂, un rapport Mg# de 0.7. Leurs compositions en éléments traces sont semblables à celles des adakites, mais avec des rapports Sr/Y inférieur à 100. Il a été supposé que les andésites magnésiennes sont les produits de réaction entre des liquides adakitiques et des péridotites dans le coin mantellique (Yogodzinski *et al.*, 1994), ou par fusion partielle du coin mantellique en réponse à un flux inhabituel de fluide aqueux dérivé du slab (Grove *et al.*, 2002) ou la combinaison de ces deux processus (Bourdon *et al.*, 2003). Ces laves sont présentes lorsque : (i) la croûte océanique subductante est exceptionnellement jeune et chaude

(Defant et Drummond, 1990), (ii) la subduction est oblique, (iii) des fenêtres asthénosphériques s'ouvrent dans le slab (Abratis et Wörmer, 2001), etc..., conditions réunies pour la subduction en Patagonie.

Dans les portions plus froide du manteau (900°C), l'infiltration de ces fluides et/ou liquides permettra la cristallisation de phases hydratées dans le coin mantellique (Fyfe et McBirney, 1975; Sekine et Wyllie, 1982) ainsi que des orthopyroxènes (Prouteau *et al.*, 2001).

Un agent métasomatique dérivé du slab est principalement responsable d'un enrichissement en orthopyroxène du manteau (Prouteau *et al.*, 2001 ; Smith et al., 1999). Ces liquides à l'équilibre avec un résidu éclogitique sont enrichis en terre rares légères (LREE), en éléments incompatibles (LILE : K, Rb, Cs, Ba, Sr et Pb) mais pauvre en terres rares lourdes (HREE). Le liquide de slab, riche en silice, interagissant avec les péridotites aura un rapport $Mg\#$ [$Mg / (Mg + Fe)$] de plus en plus élevé, à cause de la cristallisation des orthopyroxènes (Kelemen *et al.*, 1993 ; Rapp *et al.* 1999). Rapp *et al.* (1999) prévoient que pour de faibles rapports liquides/roches, les liquides de slab seront consommés rapidement en formant des amphiboles sodiques et des orthopyroxènes au rapport $Mg\#$ élevé. D'après Coltorti *et al.* (2006) des liquides issus du slab (proto-adakitiques ?) peuvent produire des enrichissements en Th, U, Zr et Hf, et en LREE des clinopyroxènes et des appauvrissements en Nb. Ces liquides sont pauvres en HFSE soit à cause de leur faible solubilité dans le liquide, soit parce qu'ils sont retenus dans des minéraux riches en Ti, tels que le rutil ou l'ilmenite (Ayers et Watson, 1993), soit parce que les olivines, les opx et les spinelles du manteau harzburgitique ont de plus fort coefficients de distribution pour ces éléments par rapports aux autres éléments traces (Kelemen *et al.*, 1990).

II-2.2.2. En contexte intra-plaque

En contexte intra-plaque, deux types principaux de métasomatismes ont été décrits : (i) le métasomatisme silicaté mafique alcalin (+/- riche en Na et K, +/- riche en CO₂; ex. Wulff-Pedersen *et al.*, 1996, 1999) et (ii) le métasomatisme carbonatitique (ex. Yaxley *et al.*, 1991 ; Ionov *et al.*, 1993 ; Coltorti *et al.*, 1999).

II-2.2.2.a. Métasomatisme silicaté mafique alcalin (riches en K, Na)

Des liquides silicatés mafiques alcalins produisent de forts enrichissements en éléments incompatibles par rapport aux modérément incompatibles. Des interactions de ces liquides avec le manteau permettront la cristallisation de phlogopite, ainsi que de liquides résiduels riches en silice, en potassium et pauvre en titane (Wulff-Pedersen *et al.*, 1996).

L'interaction d'un tel liquide avec le grenat, produit la dissolution de ce dernier et la cristallisation de la phlogopite (Erlank *et al.*, 1987). Dans certaines péridotites qui apparaissent fortement métasomatisées, la phlogopite (associée à des diopsides) peut remplacer partiellement des orthopyroxènes (Dawson, 2001; Van Achterbergh *et al.*, 2001). D'un point de vue chimique, ce type de métasomatisme se caractérise dans la péridotite, par un enrichissement en K, Na, Ca, Rb, Sr Ba et en éléments traces incompatibles, tels que LREE et les HFSE (Ti, Zr, Nb) (Menzies *et al.*, 1987 ; Dawson, 2001 ; Van Achterbergh *et al.*, 2001). Le métasomatisme du manteau par des liquides silicatés produira une augmentation du rapport La/Nd pour de faibles variations en calcium et titane.

II-2.2.2.b. Métasomatisme carbonatitique

Les premières observations pétrographiques qui peuvent témoigner de la circulation et de l'interaction d'un agent métasomatique de nature carbonatitique avec la péridotite sont la formation de wehrilite riches en clinopyroxènes et en olivine forstéritique aux dépens des orthopyroxènes ainsi que la présence de carbonates (dolomite), d'apatites (Green et Wallace, 1988 ; Yaxley *et al.*, 1991 ; 1998), de monazites (Rudnick *et al.*, 1993) et de verres carbonatés (ex. Coltorti *et al.*, 2004 ; Demény *et al.* 2004).

Les caractéristiques principales témoignant de l'interaction entre une péridotite ultra-réfractaire avec un liquide carbonatitique (Green et Wallace, 1988 ; Yaxley *et al.*, 1991 ; 1998 ; Rudnick *et al.*, 1993 ; Norman, 1998) sont :

- les cpx sont pauvres en aluminium, riche en sodium, Th, U, Pb, Sr, Nb, LREE ;
- les opx sont absents ;
- un enrichissement en LREE (La/Yb élevé) et de fortes anomalies négatives en Ti par rapport à l'Eu, pour les roches totales ;
- le rapport Zr/Hf est fort pour de faible rapport Ti/Eu, Ti/Nb dans les clinopyroxènes.

De tels liquides carbonatitiques peuvent être importants dans les sources des OIB (Rudnick *et al.*, 1993). Les liquides carbonatitiques à l'équilibre avec les péridotites auront des teneurs beaucoup plus faible en aluminium et titane que les liquides silicatés asthénosphériques

(Wallace et Green, 1988; Dalton et Wood, 1993). Des rapports en Zr/Hf élevés dans les péridotites, supérieur à celui du manteau primitif (36), variant de 34 à 125 est en accord avec l'interaction d'un liquide carbonatitique (Yaxley *et al.*, 1998). Le liquide carbonatitique dolomitique-sodique dérive de l'asthénosphère ou de la lithosphère continentale et peut se former en contexte intraplaque ou en contexte de « fenêtre asthénosphérique » (Hauri *et al.* 1993 ; Rudnick *et al.* 1993).

Le fort rapport Zr/Hf (et Ba/Nb ; Green *et al.* 1992), effet typique de métasomatisme carbonatitique, doit rester inchangé d'après Klemme *et al.* (1995). Sweeney *et al.* (1995) ne montrent pas de fractionnement entre ces deux éléments. Ces désaccords entre les données expérimentales publiées indiquent que les rapports d'éléments et les teneurs en ces éléments ne peuvent prouver clairement une évidence de métasomatisme carbonatitique.

De nombreux travaux ont démontré que des mêmes caractéristiques définissant un métasomatisme carbonatitique peuvent être produit par des liquides silicatés hydratés, (Sweeney *et al.* 1995 ; Vannucci *et al.* 1998 ; Wulff-Pedersen *et al.*, 1999) et par des mécanismes de réaction et interaction (Zinngrebe et Foley, 1995 ; Bedini *et al.* 1997 ; Zanetti *et al.*, 1999). En effet, les forts appauvrissements en HFSE accompagnés par des enrichissements en LREE sont attribués à des écoulements poreux réactifs (« reactive porous flow »= percolation réactive) et /ou à des liquides silicatés alcalins (ex. Grégoire *et al.*, 2000 ; Ionov *et al.*, 2002).

Tiepolo *et al.* (2000) montrent que le coefficient de partage du Nb, Ta, Hf, Zr et Ti peut varier selon la structure et la composition du liquide et de l'amphibole. De tels contrôles cristallographiques et chimiques peuvent affecter aussi bien le Ti (Tiepolo *et al.*, 2000 et 2001) que le Zr et l'Hf, même dans certains cas ce dernier peut devenir compatible.

II-2.3. Mécanismes du métasomatisme

En plus, de la composition chimique de l'agent métasomatique impliqué dans la modification du manteau supérieur, des caractéristiques chimiques longtemps considérées comme significatives de la source, peuvent être obtenues par des processus physiques liés à la percolation du liquide/fluide. (Vernières *et al.*, 1997 ; Bodinier *et al.*, () ; Ionov *et al.*, 2002 ; etc...). Ionov *et al.* (2002), explique que le fractionnement d'éléments traces de compatibilité comparable (La/Ce élevé) et des isotopes Sr et Nd est causé par des effets chromatographiques de la percolation du liquide dans le manteau. A ces effets

chromatographiques s'ajoutent les écoulements poreux réactifs (Navon et Stolper, 1987 ; Kelemen, 1990).

La composition de ces liquides riches en alcalins et en éléments incompatibles s'expliquerait, suivant Navon et Stolper (1987), par le fait que la percolation d'un fluide dans le manteau développerait un front de concentration d'éléments compatibles qui bouge moins vite que le liquide. Celui-ci par un effet chromatographique s'enrichira en éléments incompatibles et en alcalins (éléments majeurs les plus incompatibles).

Les deux mécanismes principaux pour la circulation des liquides sont : l'écoulement poreux ; et l'écoulement chenalisé. L'écoulement poreux est relativement lent et favorise les interactions avec le manteau. Ce mécanisme est implicite dans le transport des fluides. La migration des fluides vers le coin chaud peut s'accomplir sur plusieurs cycles de métasomatisme du manteau, descente et décomposition. Près de la surface, les fluides bougent à travers les solides car ils sont poreux mais la porosité du manteau ne peut exister du moins si il y a un fluide ou liquide piégé. Un fluide mouillant peut aussi pénétrer une roche dépourvue de fluide en dissolvant les joints des grains (Nakamura et Watson, 2001), avec précipitation quelque part dans le système afin que l'équilibre se conserve. Le taux d'écoulements poreux est de l'ordre du mètre par an et devrait résulter en une rééquilibration continue du liquide avec le manteau adjacent (Navon et Stolper, 1987). L'écoulement chenalisé est beaucoup plus rapide et pourrait se produire lorsque des liquides piégés se connectent par fracturation à des profondeurs intermédiaires causant une hydrofracture qui renvoie les fluides dans le coin mantellique (Davies, 1999). Ces fluides arriveront dans la zone de fusion avec des compositions à l'équilibre avec le slab.

Le principal problème concerne les éléments HFSE. En effet, leur comportement (anomalie) est encore largement débattu : Est-ce les fluides issus du slab qui peuvent efficacement les transporter ou est-ce le processus même de percolation qui modifie leur comportement ? Il est admis que si les liquides peuvent transporter les REE, ils peuvent aussi transporter les HFSE. Quant aux explications sur les anomalies peu d'auteurs sont d'accord :

Rapp *et al.* (1991) par des travaux expérimentaux, montrent que la présence de rutile induit une forte anomalie négative en Nb dans le composant slab ; mais Ayers et Watson (1993) démontrent que la solubilité du rutile est dépendante de la pression. A 30 kbar, le rutile est 100 fois plus soluble que les monazites enrichies en REE et LILE, donc que les liquides peuvent être enrichis en Ti, Zr et autres HFSE par rapport aux LILE et aux LREE (Kelemen *et al.*, 1993).

A l'exception de Ryerson et Watson (1987) et Keppler (1996) qui suggèrent que les anomalies HFSE peuvent caractériser les fluides, de nombreux auteurs pensent que les variations de solubilité des éléments dans le fluide ne sont pas suffisantes pour induire des fractionnements entre les HFSE, ou entre ceux-ci et les REE (Ayers et Eggler, 1995 ; Adam *et al.*, 1997 ; Ayers *et al.*, 1997). En effet, les interactions et les réactions durant la percolation doivent jouer un rôle important dans les modifications des teneurs en tel ou tel catégorie d'éléments du liquide (Klemme *et al.*, 1990 ; 1993).

II.3. Origine des pyroxénites

Les pyroxénites constituent 1 à 5 % du manteau supérieur lithosphérique, mais cependant ne sont encore que peu présentes dans les études sur le manteau terrestre.

De nombreuses pyroxénites ont été décrites en contexte d'arc (Sud de la Nouvelle Zélande, Spandler *et al.*, 2003, le complexe Jijal au Pakistan, Jan et Howie, 1981; Kausar, 1998, îles Solomon, Berly *et al.*, 2006, etc...) mais très peu ont été étudiées sous les rides médio-océaniques (Dick *et al.*, 1984; Juteau *et al.*, 1990; Fujii, 1990, Dantas *et al.*, 2007) et dans le coin mantellique. McInnes *et al.* (2001) suggèrent que les pyroxénites peuvent être répandues et nombreuses dans les zones de supra-subduction (Papouasie Nouvelle Guinée).

A ce jour, de nombreuses questions se posent tant sur l'origine et la nature que sur le (ou les) mode(s) de formation. Sont elles des produits magmatiques ? Mantelliques ou crustales ? Solidification d'un liquide ou ancien rubanement lithosphérique ? Sont elles des produits d'évènements métasomatiques ?... Leur origine est controversée.

Les quatres processus majeurs proposés pour expliquer la formation des pyroxénites sont: (1) par recyclage de fragments de croûte océanique (Polvé et Allègre, 1980; Allègre et Turcotte, 1986 Kornprobst *et al.*, 1990 ; Kerr *et al.*, 1995), (2) par accumulation dans les chambres magmatiques en base de croûte (cumulats, DeBari et Coleman, 1989; Schiano *et al.*, 2000), (3) par interaction de liquide/fluide avec la péridotite dans le manteau (Kelemen *et al.*, 1992; Smith & Riter, 1997; Wilkinson & Stolz, 1997; Garrido & Bodinier, 1999; Smith *et al.*, 1999; Zanetti *et al.*, 1999; McInnes *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2001), (4) des ségrégations de liquides silicatés mafiques de hautes pressions (Downes, 2005).

II-3.1. Témoins de croûte océanique

Lors des premières études sur les pyroxénites, elles ont été considérées comme des fragments de plaques océaniques entraînées par la subduction. En effet, une fois engloutie dans le manteau chaud, que devient la lithosphère océanique? Se dissout-elle? Subsiste-t-elle, intacte, malgré le brassage imposé par la convection? Ces premiers résultats ont aboutis à un modèle dit du « gâteau marbré », exposé dans Polvé et Allègre (1980) et dans Allègre et Turcotte (1986). Selon la théorie dominante, les lambeaux de lithosphère océanique, entraînés dans le manteau par subduction, sont lentement étirés, fragmentés, brassés passivement et mécaniquement pendant des dizaines, voire des centaines de millions d'années par la convection. Sous l'effet combiné de la pression, de la température et de la déshydratation, ces roches, essentiellement d'origine basaltique, fondent partiellement et donnent ainsi des résidus pyroxénitiques (riche en pyroxènes) et des basaltes qui atteignent la surface.

II-3.2. Origine cumulative

Les pyroxénites (ou péridotites riches en pyroxènes) ont été décrites en environnement d'arc dans le Sud de la Nouvelle Zélande (Spandler *et al.*, 2003), dans le complexe Jijal (Pakistan, Jan et Howie, 1981; Kausar, 1998), dans les complexes d'Alaska (Irving, 1974; DeBari *et al.*, 1987; DeBari et Coleman, 1989), en Amérique du Nord -Canada (Findlay, 1969; James, 1971; Quick, 1981; Snoke *et al.*, 1981), à Cabo Ortegal (Espagne, Girardeau et Ibarguchi, 1991; Santos *et al.*, 2002) et dans le massif de Beni Bousera (Maroc, Pearson *et al.*, 1993). Ces faciès riches en pyroxènes sont interprétés comme des cumulats ultramafiques, de moyenne à haute pression, formé dans des chambres magmatiques présentes dans la croûte, ou plus en profondeur (DeBari et Coleman, 1989). Les arguments en faveur de cette théorie cumulative sont à la fois texturale et géochimique. Kirby et Green (1980), Foley *et al.* (2003), Downes (2001) expliquent que des cumulats sont reconnaissables par leur plus faible Mg# et leur plus forte teneur en Al, Ca, et Ti, par rapport aux roches mantelliques. Les cumulats de basse pression (0.3-0.5 GPa ; Farnetani *et al.*, 1996) devraient être dominés par des olivines alors qu'à plus haute pression, les cumulats sont plus pyroxénitiques (Schmickler *et al.*, 2004). En effet des études géochimiques et expérimentales montrent que le clinopyroxène peut être une phase liquidus de différents types de magmas, et que la ségrégation, à haute pression, à partir d'un magma primitif résulte dans la formation de massifs de pyroxénite (DeBari et Coleman, 1989 ; Müntener *et al.*, 2001 ; Santos *et al.*, 2002).

II-3.3. Produits de réactions entre liquides / fluides et le manteau

Plus tard, l'idée d'un manteau actif, interactif, parsemé de mini à maxi « conduits » à bordures plus ou moins diffus (« tuyauteries magmatiques »), par lesquels les magmas traversent le manteau durant leur ascension vers la surface fait son apparition. Plusieurs travaux (Kelemen, 1986; Menzies et Hawkesworth, 1987; Kelemen *et al.*, 1990, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993) vont mettre en évidence, que la traversée du manteau par des liquides (magmas) entraîne une modification de la composition chimique et minéralogique à la fois du manteau et du liquide percolant. Durant l'ascension du liquide, ce dernier cherche à se rééquilibrer avec la péridotite encaissante. Ce rééquilibrage dépend de plusieurs facteurs : la perméabilité, le taux de diffusion, la température et la vitesse de circulation du liquide dans les conduits (Bédart, 1989 ; Vasseur *et al.*, 1991).

A ce jour, comme en témoignent les récents travaux de Downes (2005), il n'existe aucune certitude sur le (s) origine (s) et le (s) mode (s) de formation des pyroxénites. Le problème majeur pour expliquer la formation des pyroxénites est qu'il n'existe à ce jour, aucun argument géochimique robuste pour déterminer la nature (mantellique ou crustale) des pyroxénites.

III- Migration des magmas et transports / réactions des xénolites

De très faibles degrés de fusion partielle dans l'asthénosphère produisent des liquides sous-saturés en silice (basaltes alcalins). De tels liquides ne peuvent être générés que par fusion partielle à hautes pressions dans l'asthénosphère.

De la goutte de liquide formé en profondeur dans le manteau aux grands épanchements de basaltes observés sur le terrain, que se passe-t-il ? De l'échelle du grain aux conduits plus superficiels, il existe tout un itinéraire peu ou mal compris. La problématique de mobilité des liquides à très petite échelle rejoint celle du métasomatisme, cette dernière incluant des problèmes d'interactions, d'échanges chimiques, etc...

Les évidences de terrains et géochimiques suggèrent que le transport des liquides dans des régions du manteau se localise dans des « chenaux » de tailles variables, de 0.1 à 100 mètres de large. De nombreux auteurs se sont intéressés à la fois aux problèmes de transport et de mobilisation des liquides, ainsi qu'aux vitesses d'ascension, à travers la lithosphère jusqu'en surface, dès le début des années 80 (Spera, 1980, 1984, 1987 ; Turcotte, 1981, 1982 ; Marsh, 1984) jusqu'à plus récemment avec Morrill et Corriveau (1996), Keley et Wartho

(2000), et Demouchy et al. (2006). Les trois alternatives majeures pour la migration des magmas incluent l'écoulement poreux, l'ascension diapirique et les conduits fracturés par les magmas. Le mécanisme favorable, pour l'ascension de grand volume de magma alcalin, est la propagation de fracture remplis de liquides à travers la lithosphère.

Les problématiques de processus de fragmentation et de transport des enclaves furent abordées par Dorin et Corriveau (1996), par l'étude de dykes de minette, au Québec. Les enclaves peuvent être nombreuses dans les magmas alcalins non seulement parce que ces magmas remontent rapidement mais aussi, grâce à leur faible viscosité qui favorise l'intense fracturation de la roche encaissante. De nombreux auteurs estiment les vitesses d'ascension des enclaves dans les basaltes alcalins comprises entre 10 et 10^3 cm/s (Spera, 1984 ; Bailey, 1985 ; Maaløe 1987). L'incorporation progressive d'enclaves au magma, aura tendance à augmenter la viscosité du mélange et donc par conséquent, à diminuer sa vitesse d'ascension. L'ascension rapide est suggérée par la présence de grands fragments de manteau denses et de cristaux déformés en bordure des enclaves. L'abondance et la diversité des nodules suggèrent que le mécanisme de fragmentation est efficace sur une grande portion de la lithosphère. La formation des enclaves est attribuable à la fracturation de la roche encaissante durant la propagation du dyke, et au détachement progressif de fragments, à cause de l'intrusion du liquide le long des fractures parallèles du dyke. La réduction de taille et la forme de ces fragments peuvent s'expliquer par la corrosion magmatique (interaction lave/ péridotite) et la collision durant le transport.

Spera (1984) conclura que le taux d'ascension des basaltes alcalins oscille entre 0.01 et 1 m/s. L'eau, dissoute dans les minéraux du manteau comme l'hydrogène, partagée avec le magma lors de l'ascension a permis d'estimer un taux d'ascension avant l'éruption de 6 ± 3 m/s pour Pali Aike (Demouchy *et al.*, 2006). Ces taux sont étonnamment élevés et équivalent à ceux trouvés pour les kimberlites. De tels taux d'ascension sont en accord avec l'aspect frais des enclaves du manteau, mais reste cependant plus rapides que ceux estimés pour les granulites de Pali Aike (1m /s, Selverstone et Stern, 1983).

Les interactions entre un liquide et la péridotite se produisent à toutes les échelles :

- du grain avec de faibles volumes de liquide => processus d'interaction intrinsèque au manteau, le *métasomatisme* ;
- jusqu'à l'échelle de l'enclave réagissant avec le basalte hôte => processus de contamination lié à l'histoire ascensionnelle du magma.

Le problème qui se pose est de savoir quand est ce que se termine le champs d'action du premier processus et débute le second ?

Au premier ordre, lorsque nous menons une étude sur le manteau, à la fois pétrographique et géochimique, nous nous intéressons principalement à ce qui se passe *au sens strict* dans le manteau et donc, il est important d'éliminer tous les effets tardifs liés aux transport des enclaves. Ces interactions laves hôtes/enclaves sont d'autant plus importantes lorsque les échantillons étudiés sont de petites tailles (<5 cm).

Un liquide primaire formé par fusion partielle de la péridotite n'est pas en équilibre avec cette même péridotite à plus faible pression car le liquide peut devenir sursaturé en olivine et sous saturé en pyroxènes avec une pression décroissante. Si le liquide de haute pression vient en contact avec des péridotites de basse pression et température, le liquide chauffera la péridotite et son refroidissement entraînera la précipitation d'olivine. Cet effet sera tempéré par la libération de la chaleur latente de cristallisation. Si les bords de la péridotite encaissante sont suffisamment froids, le liquide se solidifiera sous forme d'un dyke mafique dans la péridotite. Si les bords de la péridotite sont suffisamment chauds, le liquide pourra interagir avec la péridotite (Bowen, 1914 ; Kelemen, 1990 ; Arai, 1992).

Les observations microscopiques qui témoignent d'interactions entre les nodules de péridotites et les laves hôtes sont nombreuses. Elles seront présentées lors des descriptions pétrographiques des enclaves mantelliques. L'étude des réactions : leur nature, leur composition, la minéralogie secondaire, la variabilité de la taille des nouveaux grains, etc..., peut constituer un travail à part entière. Pour avoir plus d'informations sur les différents types de réactions qu'il peut exister entre les xénolites mantelliques et leur lave hôte, de nombreux exemples sont présentés dans les travaux de Arai *et al.* (1994, 1995), Shaw *et al.* (1998), Klügel (1998) et Shaw (1999).

Chapitre II : Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

La partie sud du continent américain a connu une évolution tectonique complexe. Son histoire débute dès l'Archéen, par une succession de périodes de rassemblement et de dispersion de fragments continentaux. Les unités géologiques accrétées ont formés un noyau principal constitué par les cratons Amazoniens et de São Francisco (Teixeira *et al.*, 2000, Figure I-1). Au Neoproterozoïque, le rassemblement des cratons d'Amérique du Sud et Africains a permis la formation d'un super continent : le Gondwana. Du Paléozoïque à l'actuel, la partie sud du continent américain, formé à partir du Gondwana, n'a cessé d'évoluer et de se modifier. Dans ce chapitre, je présente l'histoire tectonique au fil du temps de l'Amérique du Sud dans son ensemble et plus particulièrement de la Patagonie.

I- Tectonique globale du Paléozoïque au Cénozoïque

I-1. Au Paléozoïque ...

Il subsiste encore beaucoup de controverse au sujet de la formation de la marge ouest de l'Amérique du Sud. Le modèle à ce jour accepté est celui des « Terranes » (Ramos, 1988, 2001, 2002; Bahlburg et Hervé, 1997; Omarini *et al.*, 1999). Ce modèle repose principalement sur la présence de séquences ophiolitiques interprétées comme des restes de domaines océaniques entre la proto-marge Gondwaniennne et les « terranes », et l'existence d'arcs magmatiques calco-alcalins à plus de 500 km de la fosse actuelle (Ramos, 2000).

Durant le *cycle orogénique du Famatinien* (début Ordovicien – Fin Carbonifère, 510-290 Ma), plusieurs blocs se sont agglomérés au niveau de la protomarge du Gondwana. La nature de ces terrains est parfois exotique, et probablement, dérivent de la Laurentia. La présence des ophiolites suggèrent la présence d'un bassin océanique entre la marge du Gondwana et ces terrains.

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

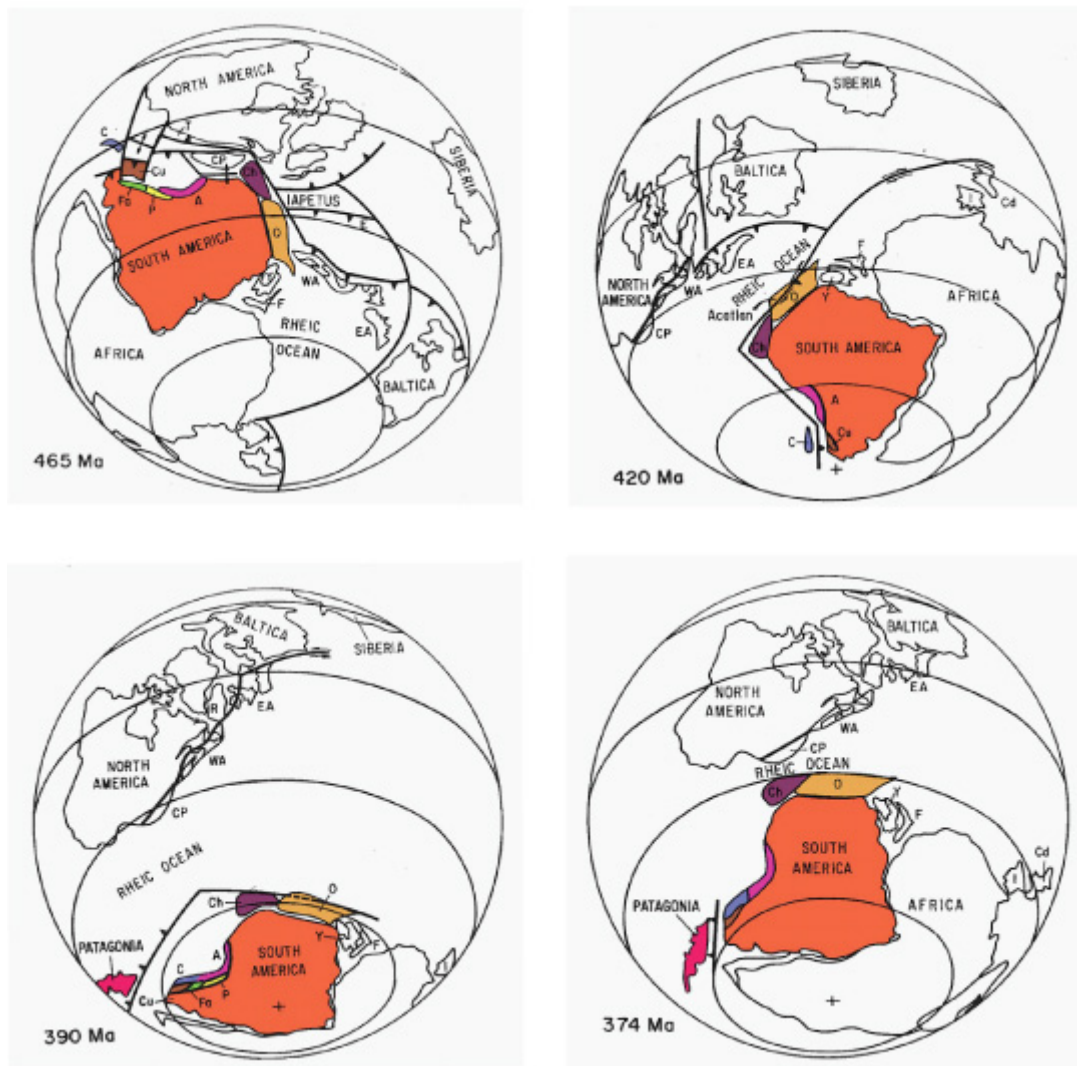


Figure II-1: Reconstruction globale de l'évolution de l'Amérique du Sud de 465 Ma à 374 Ma, date à laquelle la Patagonie se met en place (D'après Keppie et Ramos, 1999). A: Arequipa-Antofalla; Fa: JPGatina; P: Puna; C: Chilenia; Cu: Cuyania-Precordillera; O: Oaxaquia; Ch: Chortis.

A la fin de l'Ordovicien, le terrain Cuyania, détaché de la Laurentia au Cambrien, s'est rattaché aux terrains du cycle Famatinien. Un autre modèle, propose qu'il est issu de la collision entre le Laurentia et le Gondwana, vers 487-467Ma (Dalla-Salda *et al.*, 1992). Le bloc Chilenia a été accréte à la proto-marge du Gondwana vers ~420-390 Ma. A la fin du Dévonien (362 Ma), le terrain allochtone majeur qui s'accrète, est celui de Patagonia (Figure II-1, 2).

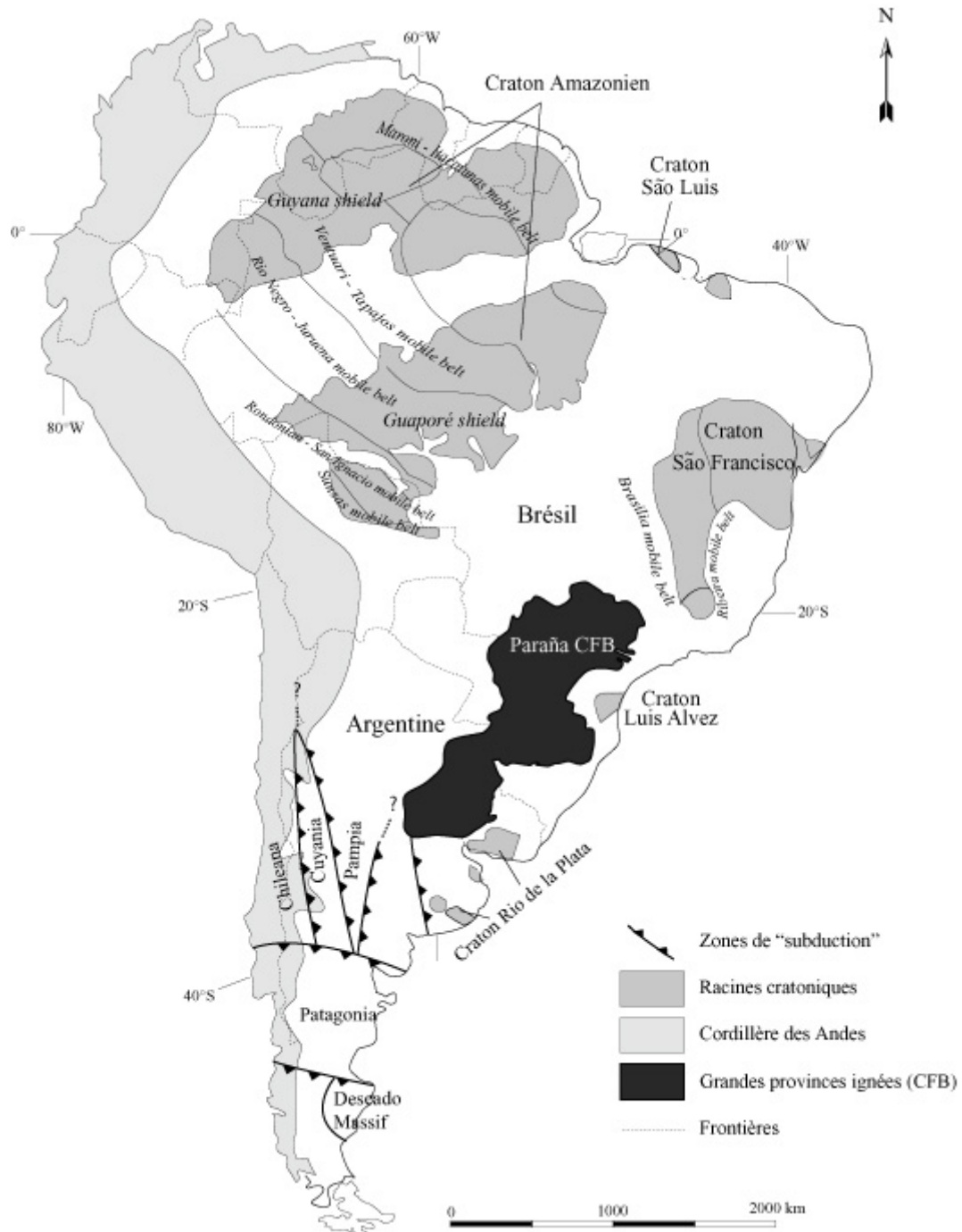


Figure II-2: Cartes d'Amérique du Sud sur laquelle sont reportées les anciens cratons du Brésil (marge sud-ouest du Gondwana), les différents « terranes » allochtones (Chileneia, Cuyania, Pampia, Patagonia, Deseado Massif ; Ramos, 1988) ainsi que les volumineux épanchements de basaltes continentaux tholeiitiques du Paraña (Kirstein *et al.*, 2001).

Depuis la fin du Paléozoïque (245 Ma), la configuration du continent Amérique du sud est similaire à celle que nous connaissons aujourd'hui, à l'exception de quelques terrains qui sont venus s'accrétés au Nord des Andes durant la fin de l'ère Tertiaire. La

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

figure II-2 représente la pointe sud de l'Amérique du sud (Chili et Argentine), sur laquelle sont reportées les différents terrains allochtones (Chilenia, Cuyania, Pampia, Craton del Rio de la Plata, Patagonia, Massif Deseado) qui se sont accolés, à la proto marge gondwanienne durant le Paléozoïque.

Dans la Figure II-2, le bloc Patagonia est considéré comme un seul bloc. Ramos (2002) démontre, par la présence d'un arc magmatique de direction NW, que le terrain Patagonia est le produit de la collision de la marge passive Somoncuro avec le terrain Deseado, au Paléozoïque Inférieur (Figure II-3).

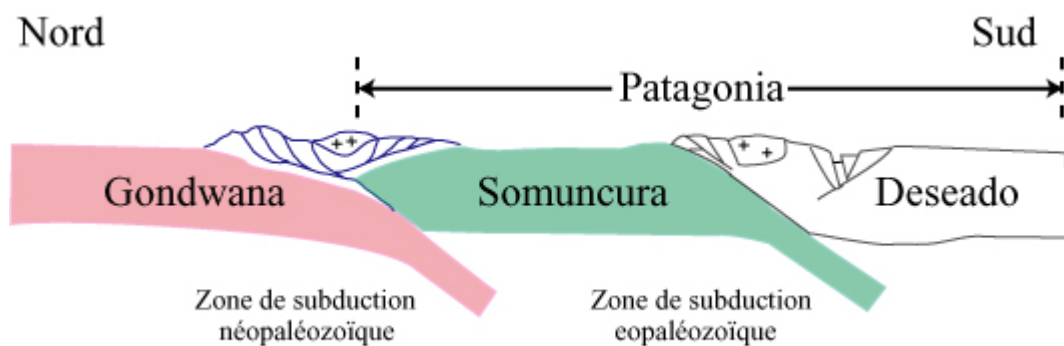


Figure II-3: Coupe Schématique de la collision N-S des microplaques Somoncuro et Deseado (Ramos, 2002).

Le socle du Massif Deseado est considéré comme allochtone, et comme une microplaque indépendante. Les déformations internes d'orientation N35°W et une inclinaison SW sont en accord avec une subduction SW, ce qui indique que Somoncuro serait une marge passive alors que le terrain Deseado serait la partie active. Les granites et des granitoïdes d'âge Ordovicien-Silurien (Bahia Laura, Guido *et al.*, 2004) de nature calco-alcaline présent au Nord du Massif Deseado, seraient les témoins de la présence d'un arc magmatique selon Ramos (2002).

I-2. Au Mésozoïque ...

Après cette collision, le *cycle orogénique gondwanien* (Permien supérieur) débute avec un environnement en extension (rifts). Il est caractérisé par un important magmatisme felsique et des phases extensives, qui sont les précurseurs de la rupture de la Pangée. Ce

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

magmatisme felsique est interprété comme le résultat d'un cycle de subduction précoce suivit par un magmatisme non-orogénique associé à une tectonique en extension (Ramos, 2000).

Du Permien supérieur au Trias, la province de Choyoi se met en place du nord du Chili jusqu'au centre de l'Argentine (~ 43°S ; Kay *et al.*, 1989). Elle est composée de granites et de rhyolites (Figure II-4). Cette région a été de nouveau affectée par un épisode de rifting généralisé, au début de l'ouverture de l'océan Atlantique sud (130 Ma) à la suite de la fragmentation du Gondwana occidental, relié à l'activité d'un point chaud.

La séparation des continents Afrique et Amérique du sud, au Jurassique inférieur, correspond à la mise en place du plus volumineux (3 millions de km³) ensemble volcanique continental, qui s'étend jusqu'à la péninsule Antarctique (Kay *et al.*, 1989). En Patagonie, les roches volcaniques forment la Province de Chon Aike (Figure II-4), et constituent une des plus grandes provinces siliceuses intra-plaques du Phanérozoïque. Elles sont en majorité pyroclastiques et dominées par des unités ignimbritiques de composition rhyolitique ayant des signatures géochimiques calco-alkalines (Pankurst et Rapela, 1995 ; Riley et Leat, 1999 ; Pankhurst *et al.*, 2000 ; Riley *et al.*, 2001 ; Franzese et Spalletti, 2001).

Pankhurst et Rapela (1995) relient la mise en place de ces grands volumes de rhyolites à un épisode majeur de fusion anatexique de la croûte inférieure dans un contexte tectonique de rifting associé à la rupture du Gondwana, alors que Kay *et al.* (1989) les avaient interprétés comme un plateau rhyolitique mis en place dans un contexte extensif intra plaque.

Le début de la subduction au **Jurassique Moyen** (173-157 Ma) est gouverné par un régime en extension, mis en évidence par l'accumulation de roches d'arc dans des systèmes de demi-grabens. Ce régime a été probablement contrôlé par un processus de « roll back » négatif de la fosse océanique, lié au démembrement du Gondwana. Des roches andésitiques et dacitiques dans les secteurs internes de la cordillère sont les témoins de ce début de subduction. De la fin Jurassique au début Crétacé, le volcanisme siliceux diminue et le volcanisme mafique accroît (Diraison *et al.*, 2000).

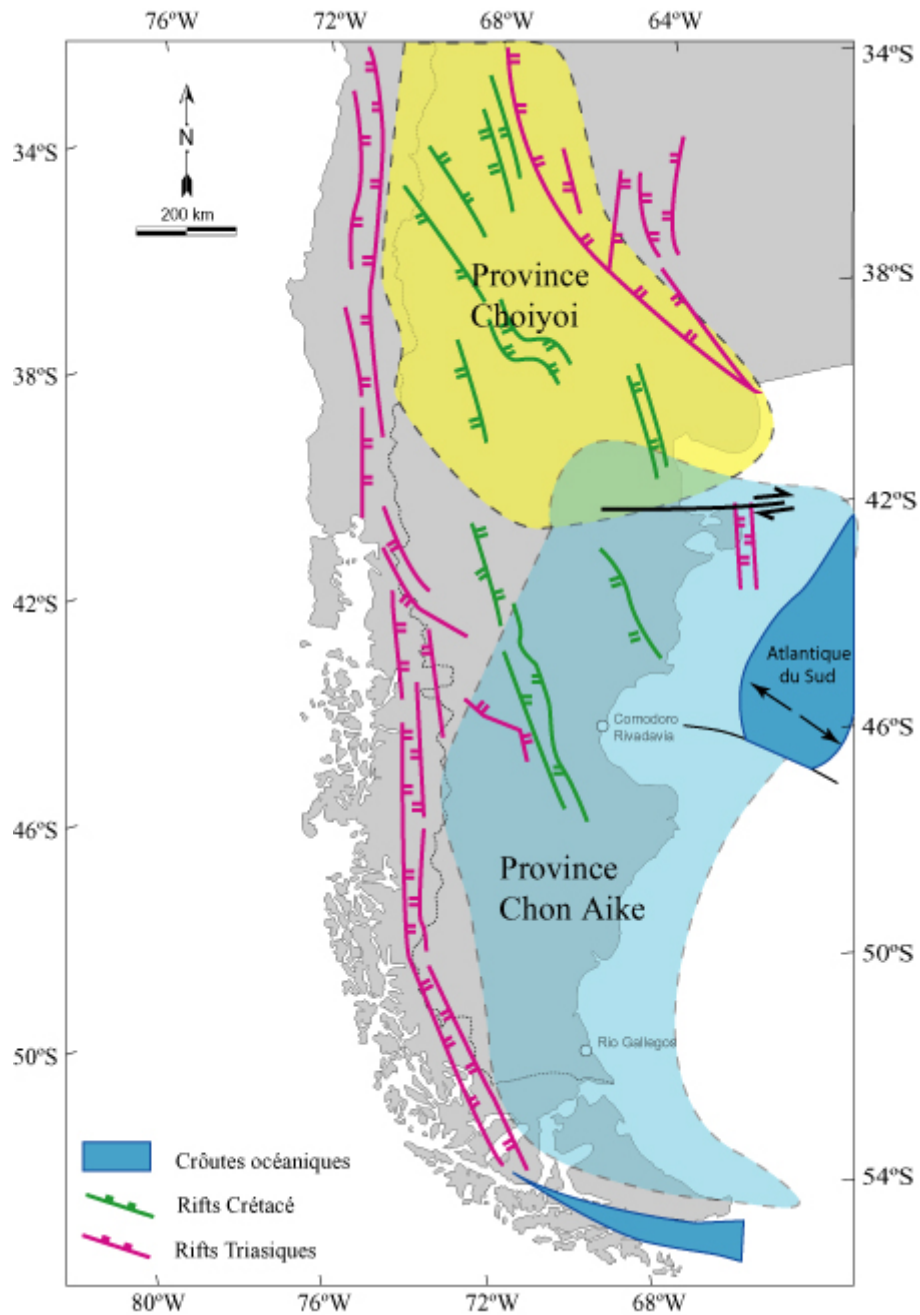


Figure II-4: Carte de la pointe sud de l'Amérique du Sud sur laquelle sont représentées les principales grandes structures extensives (rifts, Ramos, 2000 ; Ramos et Kay, 1991). Les zones jaune et bleu représentent l'étendu des provinces rhyolitiques de Choiyoi (Permien inférieur- Trias ; Kay *et al.*, 1989) et de Chon Aike (Jurassique Moyen ; Riley *et al.*, 2001 ; Ramos et Aleman, 2000 ; Pankhurst et Rapela, 1995), en Patagonie.

Au début du Crétacé (137-127 Ma), la province ignée du Paraná, qui est l'expression du plume mantellique Tristan da Cunha, se met en place au niveau du Brésil et s'étend jusqu'au nord de l'Argentine actuelle (Figure II-2). Elle correspond à une séquence de 790 000 km³ de matériel mafique, basaltes tholéiitiques et andésites basaltiques. Durant cette période le magmatisme d'arc se caractérise par un volcanisme calco-alcalin et la mise

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

en place de l'intrusion dite du batholite Patagonien, sub-parallèlement à la côte pacifique, sur 1000 km de long et 200 km de large (Ardolino *et al.*, 2000).

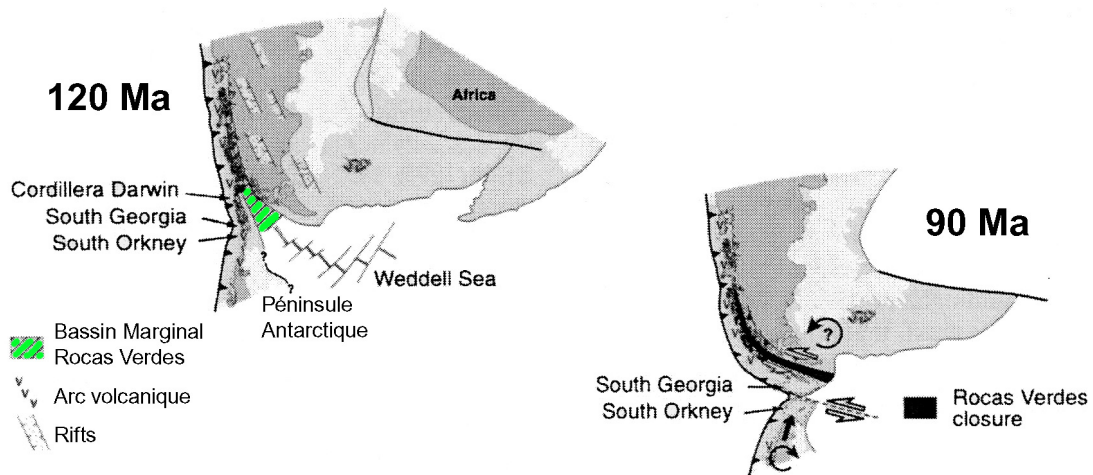


Figure II-5 : Schéma illustrant la tectonique des plaques et le développement géologique des Andes du Sud, notamment du bassin marginal Rocas Verdes (en vert hachuré), en deux étapes, de 120 Ma à 90 Ma. Les triangles accolés à la ligne noire correspondent aux zones de subduction. Les flèches vides représentent le sens (senestre) des failles en cisaillements, et celle circulaire correspond aux rotations probables de blocs (Diraison *et al.*, 2000).

La subduction active s'associe à la dérive de la marge continentale passive atlantique. Au sud de la latitude 50°S, à la fin du Jurassique, un bassin marginal d'arrière arc se forme et est associé avec des formations de fonds océaniques (Figure II-5 ; Diraison *et al.*, 1997). Les évidences de ce bassin marginal correspondent aux ophiolites d'âge Crétacé inférieur (145-97 Ma) qui indiquent un accroissement de l'extension générée à partir du Jurassique moyen et qui persistera jusqu'à la fin du **Crétacé** (65 Ma). Le magmatisme d'arc, dans la zone Australe, a cessé quand à lui, il y a environ 80 Ma (Ardolino *et al.*, 2000). A la fin du Crétacé, le changement des mouvements tectoniques entraîne le soulèvement de la cordillère des Andes et la fermeture du bassin arrière-arc Rocas Verdes (Diraison *et al.*, 1997).

Le **cycle Patagonique** débute dans la partie interne de la chaîne avec des phases de déformations au Crétacé inférieur qui sont les témoins de la fermeture du bassin marginal, de la mise en place du batholite de Patagonie et des premiers enregistrements du soulèvement du secteur interne de la ceinture plissée. Cette période de déformation est associée à de grandes vitesses de convergence, qui culminent avec la collision de la dorsale océanique, la mise en place des adakites et l'éruption de basaltes d'arrière-arc au **Crétacé supérieur**.

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

Après une période de silence magmatique au niveau de l'arc volcanique, s'initie un nouveau cycle magmatique dans le batholite patagonien, cycle relié à une autre période de grande vitesse de convergence, elle-même associée à l'orogénèse Inca. Cette période s'associe avec une autre forte phase de soulèvement, qui s'enregistre principalement au sud de 50°S.

I-3. Au Cénozoïque ...

Les cycles magmatiques du Paléogène de Patagonie furent régis par la collision des plaques Aluk et Farrallon avec l'Amérique du Sud (Ardolino *et al.*, 2000).

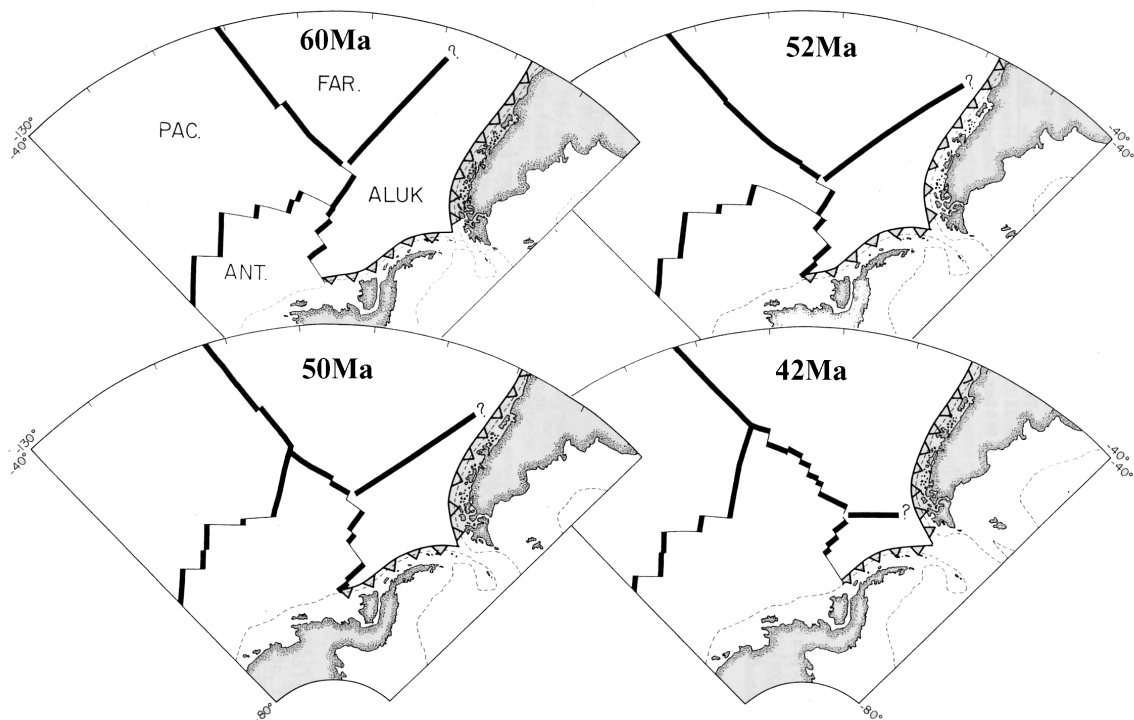


Figure II-6: Reconstruction de la configuration des plaques dans le SE Pacifique au début du Cénozoïque (60 à 42 Ma). Les traits épais noirs correspondent au centre d'ouverture des rides médio-océaniques, alors que les fins représentent les failles transformantes. La ride Farallon-Aluk a migré vers le Sud, le long de la fosse Chilienne, durant cette période (Cande et Leslie, 1986).

Une période de grande vitesse de convergence est associée à la collision de la dorsale sismique de Aluk-Farrallon qui contribue à la déformation observée et à un important silence magmatique dans l'arc durant une partie de l'**Eocène** et de l'**Oligocène** (56-23 Ma). Elle est également à l'origine des « fenêtres asthénosphériques » responsables

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

des étendues magmatiques d'arrière-arc d'âge Eocène. La migration de cette collision continent / dorsale vers le sud est un des plus grands événements ayant affecté la pointe sud de l'Amérique du sud au Paléogène (Figure II-6, Cande et Leslie, 1986). La migration jusqu'au sud, du point de collision de la ride Aluk-Farrallon avec la fosse, s'est produit entre 52 Ma et 42 Ma.

Vers 30-35 Ma, la tectonique des plaques se complexifie, avec l'individualisation de la plaque Scotia entre l'Amérique du Sud et la péninsule Antarctique (Lawver *et al.*, 1985 ; Diraison *et al.*, 1997 ; Cunningham *et al.*, 1995). La formation de cette plaque a débutée entre 55 et 40 Ma, lors de l'augmentation de la divergence Nord-Sud et du mouvement de glissement Est-Ouest entre l'Amérique du Sud et la péninsule Antarctique, avec notamment l'ouverture du plancher océanique dans la partie ouest de la mer de Scotia (Cunningham *et al.*, 1995).

Entre 27 Ma et 25 Ma un changement abrupt de l'angle de collision d'oblique à normal des plaques Aluk et Farrallon, avec l'Amérique du Sud, a favorisé la migration de l'arc patagonien (frontière du Chili) vers l'ouest entre 40°-43°S (Figure II-9).

La séparation de la plaque Farallon en deux plaques : Nazca et Coco (Herron et Heitzler, 1967) il y a 25 Ma, semble marquer le commencement d'une période de convergence plus importante et plus orthogonale, dans le centre et le sud des Andes (Pardo-Casas et Molnar, 1987). A cette époque l'épaississement crustal et le raccourcissement orogénique sont bien établis dans le segment sud des Andes centrales (22°-46°30'S).

Une nouvelle étape de convergence à grande vitesse liée à l'orogénèse Quechua produit d'importants stocks granitiques, au **Miocène** (< 23 Ma), et accélère la collision de la dorsale sismique du Chili. La ride sismique du Chili est entrée en collision avec la fosse chilienne, il y a approximativement 14 Ma, au niveau de La Terre de Feu, et depuis, la zone de contact (jonction triple) migre vers le Nord. Entre 14 et 10 Ma, une section de ride longue de 700 km a heurté la fosse. Une autre collision a eu lieu il y a 6 Ma, au niveau de la marge adjacente au Golfe de Penas. Il y a 3 Ma, la ride continue sa collision avec la péninsule Tres Montes, et à l'heure actuelle, elle plonge au Nord-ouest de la Péninsule de Taitao, à 46°30'S (Cande et Leslie, 1986 ; Figure II-7).

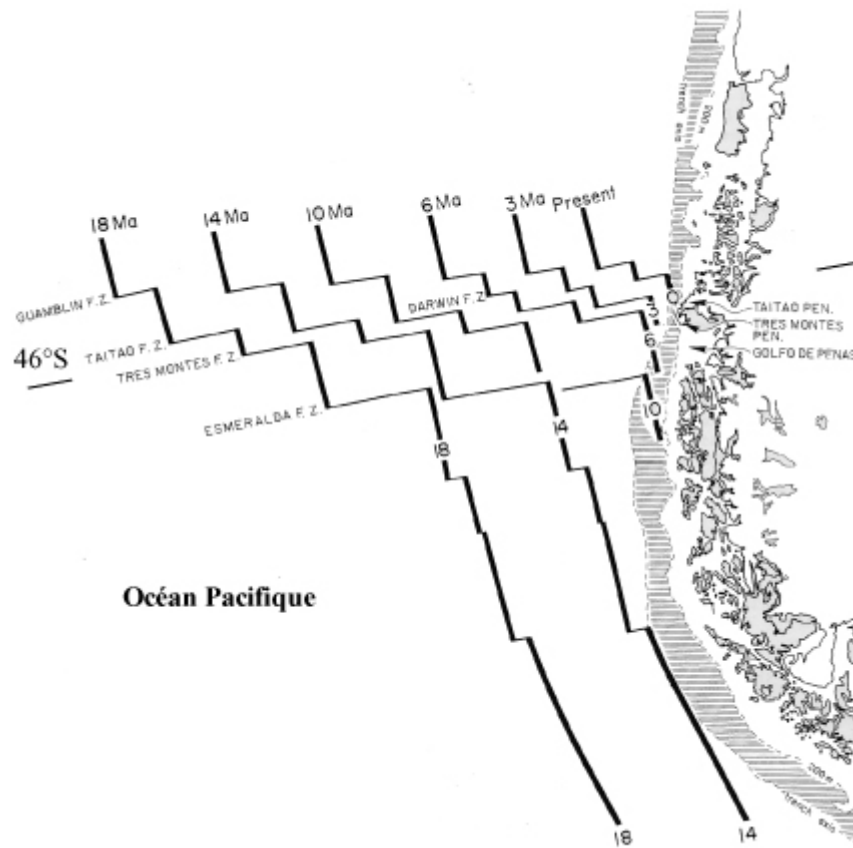


Figure II-7 : Reconstruction schématique du mouvement de la ride du chili, par rapport à la plaque continentale d'Amérique du Sud, depuis 18 Ma, peu de temps avant la collision (Cande et Leslie, 1986).

La collision des différents segments de la dorsale Chili, a eu pour conséquence la mise en place au Sud de la Patagonie extra-andine de grands épanchements de basalte dit de « plateaux ». La plupart de ces plateaux basaltiques (Gorring *et al.*, 1997 ; Gorring et Kay, 2000 ; Gorring et Kay, 2001), sont expliqués en général par l'ouverture de « fenêtres asthénosphériques » entre les plaques océaniques Nazca et Antarctique, qui subductent (Figure II-8 d).

Le magmatisme d'arc anormal (Péninsule de Taitao), le soulèvement des Andes associé à la déformation de la ceinture de pli-chevauchement Patagonienne (Patagonian Fold-Thrust Belt) et l'arrêt du volcanisme d'arc à l'origine du gap volcanique observé entre la zone volcanique Sud (SVZ) et la zone volcanique Australe (AVZ ; Delong *et al.*, 1979) sont les nombreuses conséquences géologiques attribuées à la collision de la ride du Chili (Ramos et Kay ; 1992 ; Forsythe et Prior, 1992 ; Kay *et al.*, 1993).

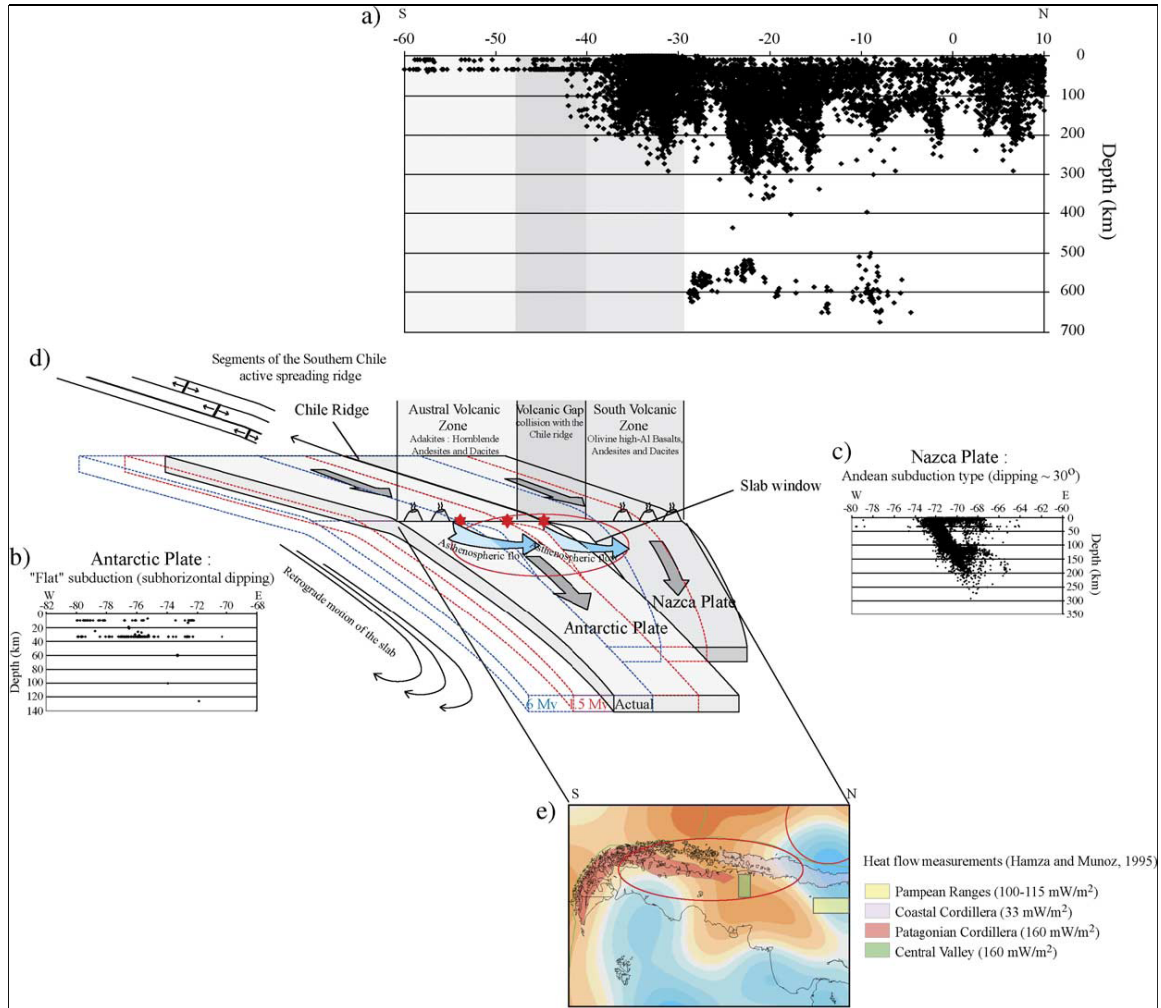


Figure II-8 : Bloc diagramme 3D montrant la migration de la jonction triple du Chili le long de la marge Ouest de l'Amérique du Sud et le développement de la fenêtre asthénosphérique dans la plaque plongeante permettant l'écoulement du manteau Pacifique sous le bassin océanique Atlantique (Heintz *et al.*, 2005). Les coupes montrent la distribution de la sismicité en fonction de la profondeur : (a) sur la côte ouest entre les latitudes 10°N à 60°S ; (b) au niveau de la plaque océanique Antarctique, qui subducte sub-horizontalement ; et (c) au niveau de la plaque océanique Nazca, qui plonge avec un angle de 30°. Le passage de plusieurs segments de rides (d) permet le développement de forts gradients et anomalies thermiques de longues durées (ex. ; Hamza et Muñoz, 1995). Les étoiles rouges représentent les points de dragage des adakites dans la fosse Chilienne (Lagabrielle *et al.*, 2000).

L'étude récente de Heintz *et al.* (2005) présente un aperçu de la structure profonde du manteau sous la Patagonie, à partir d'un modèle de vitesse d'onde SV en 3D (Figure II-8). Les auteurs montrent que la plaque océanique de Nazca (Figure II-8 c) entre 30° et ~42°S, est visible jusqu'à 200 km. Au delà de ~42°S, la plaque océanique Antarctique subducte sub-horizontalement (« Flat », Figure II-8 a, b), témoignant d'une subduction forcée.

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

La subduction de la ride du Chili s'associe à une variation de l'angle de plongement des plaques océaniques subductées (Figure II-8 a, b, c) au niveau de la jonction triple. La plaque Antarctique plonge lentement alors que la plaque Nazca plonge avec un angle de 30° et plus rapidement. Ces différences d'angles de plongement ont permis la formation de « fenêtres asthénosphériques ». Ces ouvertures favorisent le passage du manteau chaud sub-océanique, présent sous la plaque plongeante, vers le coin mantellique sous-continentale (Figure II-8 d).

La présence d'adakites, dans la zone volcanique Australe (~50°S), évoque la fusion de la croûte océanique anormalement chaude subductée. De manière générale, les adakites se forment en effet lorsque la croûte océanique qui subducte est jeune ou réside longtemps dans le manteau (subduction horizontale ; Davaille et Lees, 2004). Le passage de plusieurs segments de rides successifs permet de développer des anomalies thermiques fortes sur une longue durée ainsi qu'un gradient thermique élevé.

II- Magmatisme et Tectonique en Patagonie du Néogène à l'actuel

En Patagonie, de nombreux plateaux de laves d'âge Cénozoïque (Figure II-9), de composition à la fois tholéitique et alcaline, affleurent en position arrière-arc (Stern *et al.*, 1990 ; Gorrington *et al.*, 1997 ; D'Orazio *et al.*, 2000). Leur origine est présumée liée à l'ouverture de fenêtre asthénosphérique entre les plaques océaniques qui subductent (Ramos et Kay, 1992 ; Gorrington *et al.*, 1997) ou à la présence de perturbations thermiques et / ou mécaniques induites par le plongement du slab, de la partie inférieure du manteau lithosphérique ou du manteau asthénosphérique (Stern *et al.*, 1990 ; De Ignacio *et al.*, 2001). Les périodes majeures de ce volcanisme arrière-arc coïncident avec les périodes où le volcanisme d'arc est faible ou inexistant (Ramos et Kay, 1992).

Pour expliquer l'origine du grand nombre de plateaux basaltiques d'âges Cénozoïque d'arrière-arc, Baker et Rea (1978) proposent qu'ils se soient mis en place en contexte extensif. Le principal problème avec cette hypothèse est l'absence d'évidence significative d'extension au Néogène (Ramos et Kay, 1992).

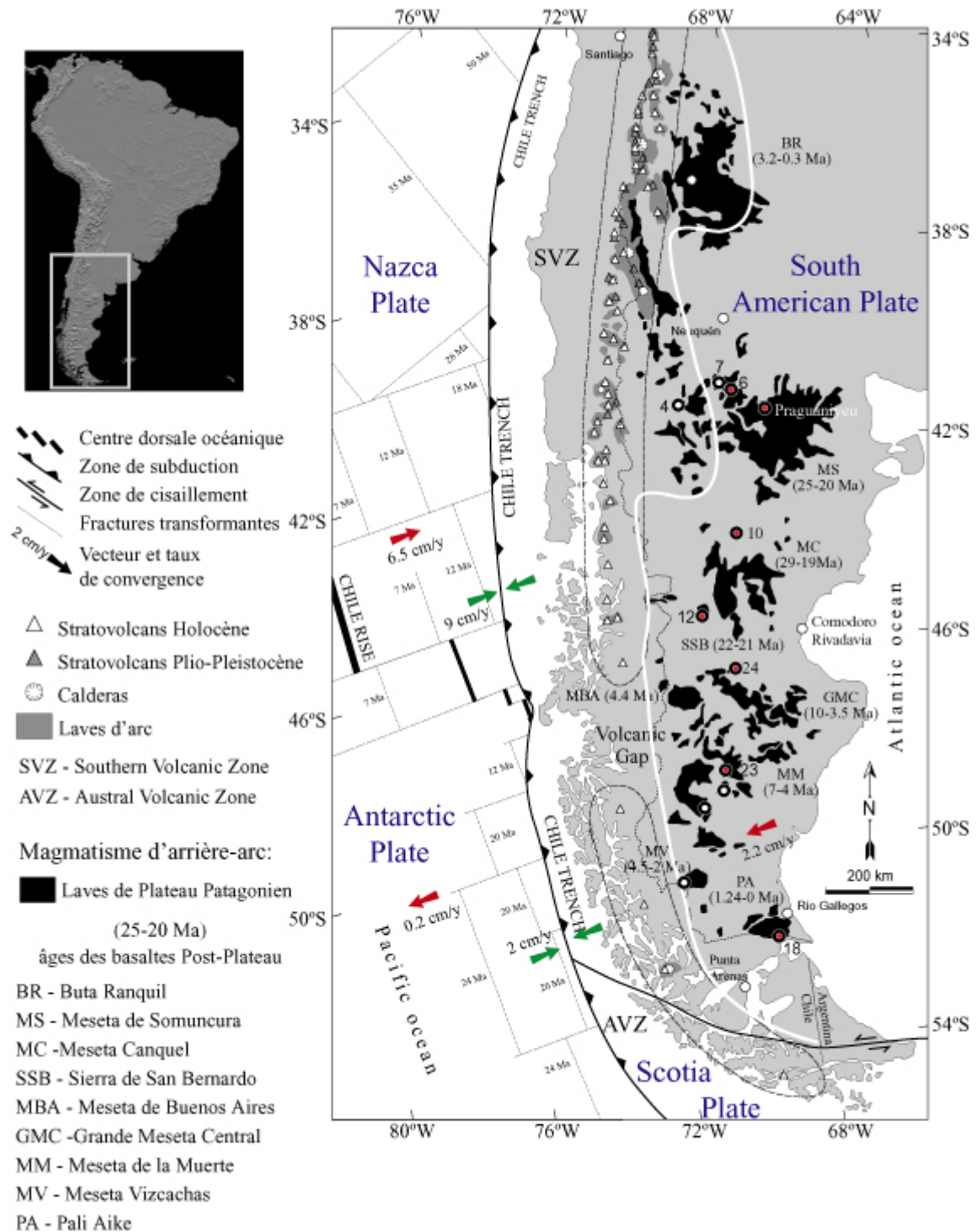


Figure II-9: Carte de Patagonie avec la localisation des Plateaux (« mesetas ») basaltiques du Cénozoïque (d'après Stern *et al.*, 1986). Les flèches rouges correspondent au mouvement absolu des plaques alors que les vertes indiquent le mouvement relatif des plaques (Corvalán, 1981 ; Ramos et Kay, 1992). Les cercles au cœur rouge, représentent les différentes localités d'où proviennent les enclaves mantelliques de cette étude. Le chiffre qui les accompagnent correspond au début du nom donné aux échantillons (par ex : PM18, provient de Pali Aike au sud). Le trait plein blanc représente la limite est de l'arc volcanique andin Cénozoïque (Stern *et al.*, 1990).

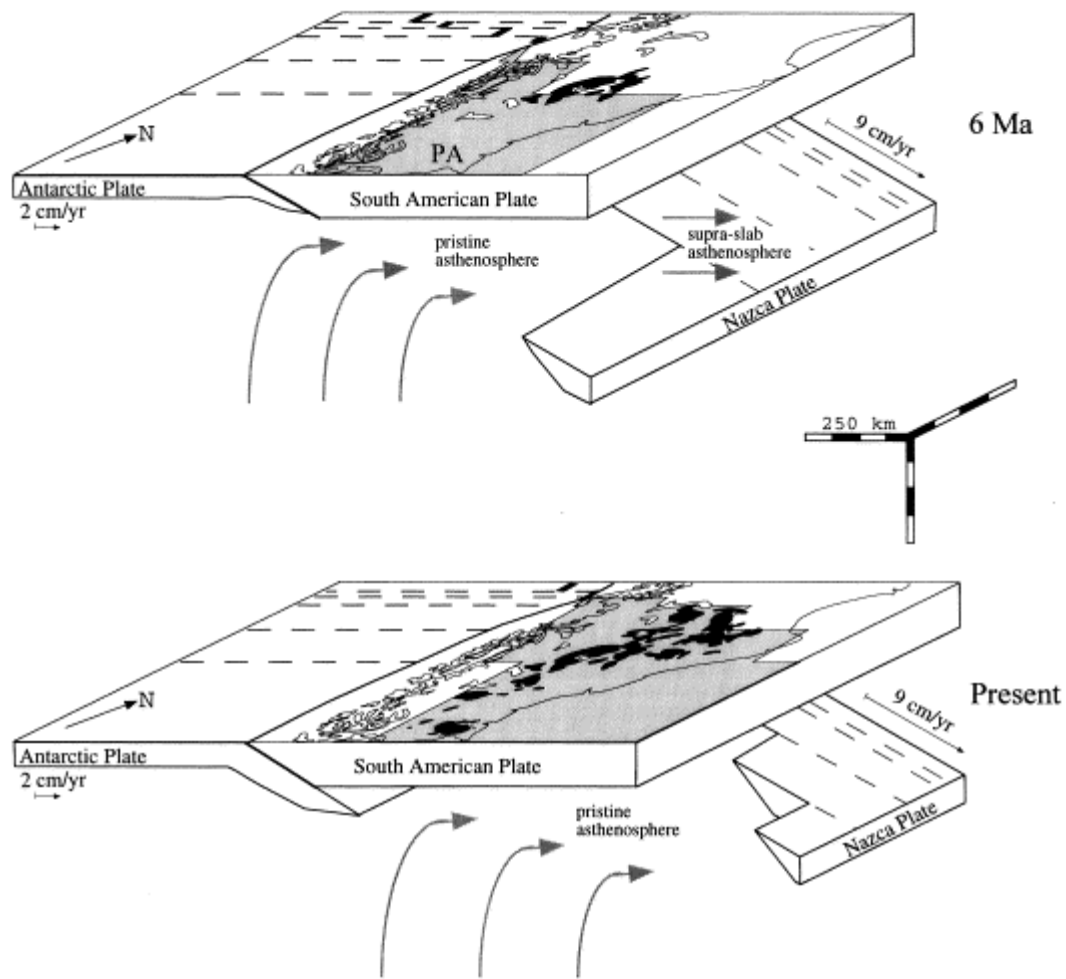


Figure II-10: Schéma montrant l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique sous la plaque Américaine du Sud depuis l'époque où a débutée la collision de la ride du Chili (14Ma). En gris sont représentés les projections des zones sans slab ; en noir, se sont les épanchements de laves de plateaux liés à l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique. Les traits épais noirs représentent la ride, les pointillés les failles transformantes océaniques. D'après D'Orazio *et al.* (2000).

Les deux autres hypothèses invoquées à ce jour pour expliquer l'origine de ces plateaux sont : (i) la présence d'une plume mantellique ou d'un point chaud, mais là non plus aucune évidence topographique ne semble soutenir cette hypothèse (Ramos et Kay, 1992) ; et (ii) l'ouverture de fenêtres asthénosphériques (Charrier *et al.*, 1979 ; Ramos et Kay, 1992 ; Kay *et al.*, 1993 ; Lagabrielle *et al.*, 2000) ou de déchirures (Guivel *et al.*, 2006) au niveau de la plaque océanique plongeante. Lors de la subduction de segments de ride active, les plaques de part et d'autre de l'ouverture continuent leur divergence, mais l'activité magmatique s'interrompt au niveau de la ride (Gorring *et al.*, 1997). De nombreux auteurs (Ramos et Kay, 1992 ; Kay *et al.*, 1993 ; Gorring *et al.*, 1997, 2003 ;

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

Gorring et Kay, 2001 ; D'Orazio *et al.*, 2000, 2001) proposent que la production des magmas basaltiques se fait par fusion partielle du manteau asthénosphérique sous le slab à travers la fenêtre asthénosphérique, comme le suggèrent leurs dispositions spatiales et leurs chimies (Figure II-10).

La Patagonie est une vaste étendue, qui s'étend, sur plus de 2000 km de long, du Nord au Sud (40°S à 52°S). Le contexte tectonique évolue et diffère du Nord vers le Sud, à l'actuel comme par le passé. Dans le cadre de ce travail, j'ai partagé la Patagonie en trois zones : Nord (40°-46°S) ; Centrale (46°S-49°S) et Sud (49°S-52°S). Ce partage a été réalisé sur la base d'arguments tectoniques, magmatiques et chronologiques.

En effet, les âges des massifs basaltiques diffèrent entre le Nord et le Sud (Figure II-9, 11, 12). Au nord, ce sont des plateaux basaltiques anciens (Eocène-Miocène) alors qu'au sud, ils sont plus récents (Pliocène). De plus, au Nord de 46°S, le manteau qui a été échantillonné voilà plus de 20 Ma, n'a pas pu subir les effets liés à la subduction de la ride sismique du Chili, ce qui n'exclut pas qu'il est pu connaître des modifications lors de la subduction de la ride Aluk-Farallon. Au Sud de 46°S, depuis 16 Ma, le coin de manteau est affecté par la subduction originale de la ride active du Chili. Le manteau au Sud de 46°S, échantillonné voilà moins de 10 Ma (Gorring *et al.*, 1997), a donc eu une histoire plus complexe et plus longue que le manteau au Nord.

Dans cette étude, la zone centrale (46°S-49°S) est séparée de la zone sud (49°S-52°S), pour plusieurs raisons. Tout d'abord, à l'époque de l'échantillonnage des enclaves par les laves porteuses, cette zone se situait à l'aplomb du plongement de la ride sismique du Chili. De plus, elle coïncide avec le gap volcanique dans l'arc magmatique. L'ultime argument est l'existence à l'Est, du Massif Deseado. En effet, le Massif Deseado est une formation dont la nature, l'origine et les limites vers l'Ouest, sont encore peu connues. Or certains des plateaux basaltiques, contenant certaines des enclaves mantelliques présentées dans cette étude, sont à l'aplomb (Meseta région Nord-Est) ou proches des « limites » (Meseta Central) de ce massif (Figure II-11).

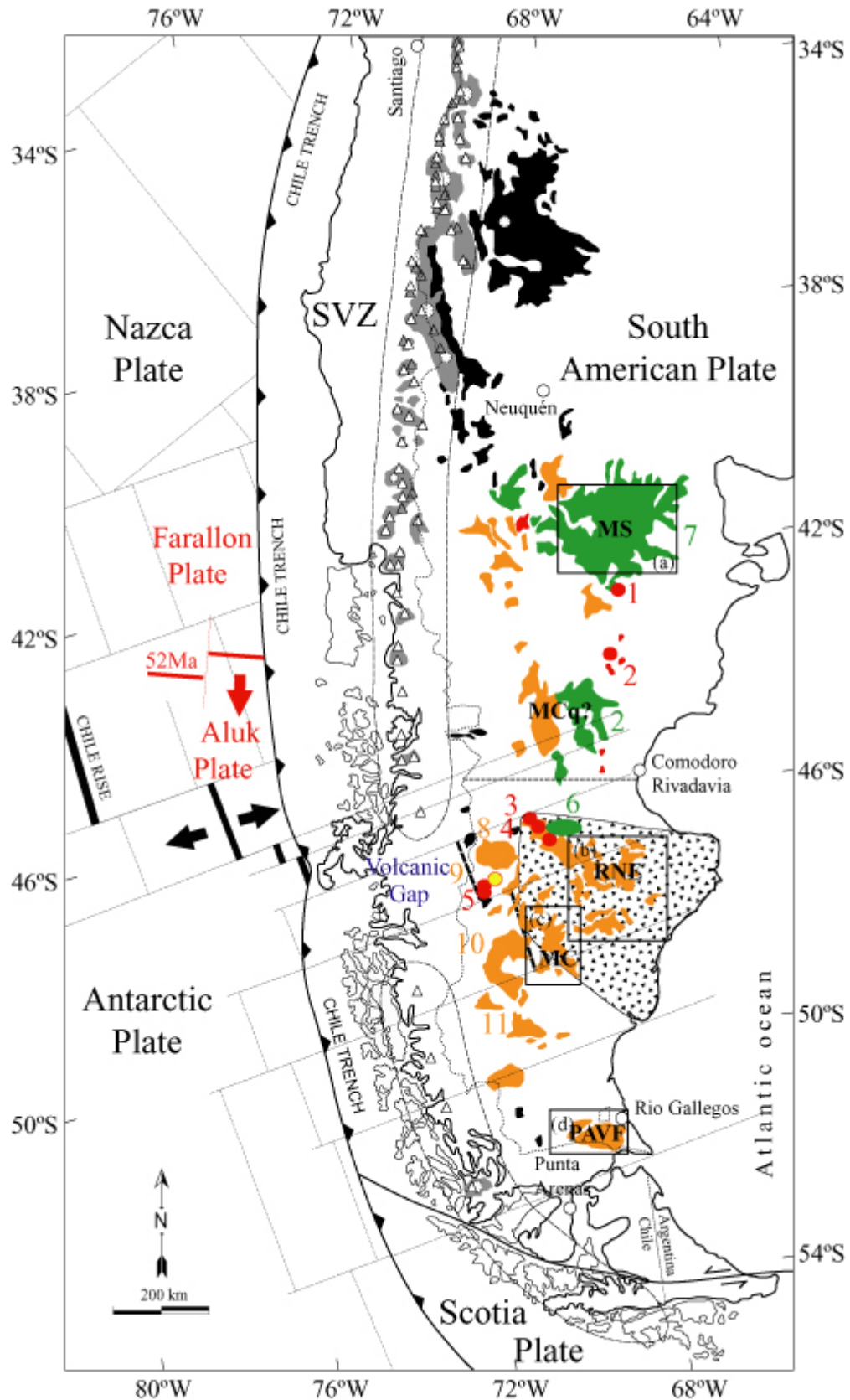


Figure II-11 : Carte de localisation des différents massifs volcaniques, arrière-arc, de Patagonie. Les massifs, dans lesquels nos enclaves mantelliques ont été échantillonnées, sont encadrés (a, b, c, d). Les différentes couleurs utilisées (rouge, vert, et orange) correspondent à des périodes volcaniques d'âges différents. En

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

rouge sont représentés les affleurements volcaniques d'âges Paléocène - Eocène (60-42 Ma) ; en vert, les affleurements d'âge Eocène - Oligocène (36-24 Ma) et en orange, ceux d'âges Miocène - Pliocène (8-1,6Ma). Le Cerro Pampa est le seul affleurement d'adakitites décrit à ce jour, en Patagonie en contexte arrière-arc (Kay *et al.*, 1993). D'après Kay *et al.* (2006), Guido *et al.* (2004), Ramos (2002), Ardolino *et al.* (2000), Gorrington *et al.* (1997) et Stern *et al.* (1990).

- | | |
|--|--|
| ● Volcanisme Paléocène - Eocène (60-42 Ma) | ● Volcanisme Miocène-Pliocène (8-1,6 Ma) |
| 1 Formation El Buitre | 8 Lago Buenos Aires Plateau |
| 2 Pré-plateau El Canquel | 9 Basaltes Belgrano |
| 3 Formation Chapalala | 10 Basaltes Strobel |
| 4 Basaltes Cerro del Doce | 11 Basaltes Cerro Fraile |
| 5 Basaltes Posadas | ● Cerro Pampa (adakitites) |
| ● Volcanisme Eocène - Oligocène (36-24 Ma) | |
| 6 Basaltes Cerro cojudo Alto | |
| 7 Basaltes Somoncuro Plateau | |
| 2 Plateau El Canquel | |

Les enclaves mantelliques de la zone nord (40°- 46°S) représentent un manteau remonté il y a 20 Ma. Dans la partie centrale (46°-49°S), le manteau échantillonné entre 10 et 2 Ma a une histoire probablement intensément liée aux interférences directes de la ride du Chili et de son manteau sous-jacent océanique, ainsi qu'à la subduction rapide (9,5 cm/an) de la plaque Nazca (Figure II-9). Au sud, le manteau a été échantillonné plus récemment (0 à 2 Ma). Son histoire est probablement étroitement liée à celle de la subduction lente (2 cm/an) et sub-horizontale (Figure II-8 ; Heintz *et al.*, 2005) de la plaque Antarctique, et sûrement, à celle de l'évolution de la plaque Scotia.

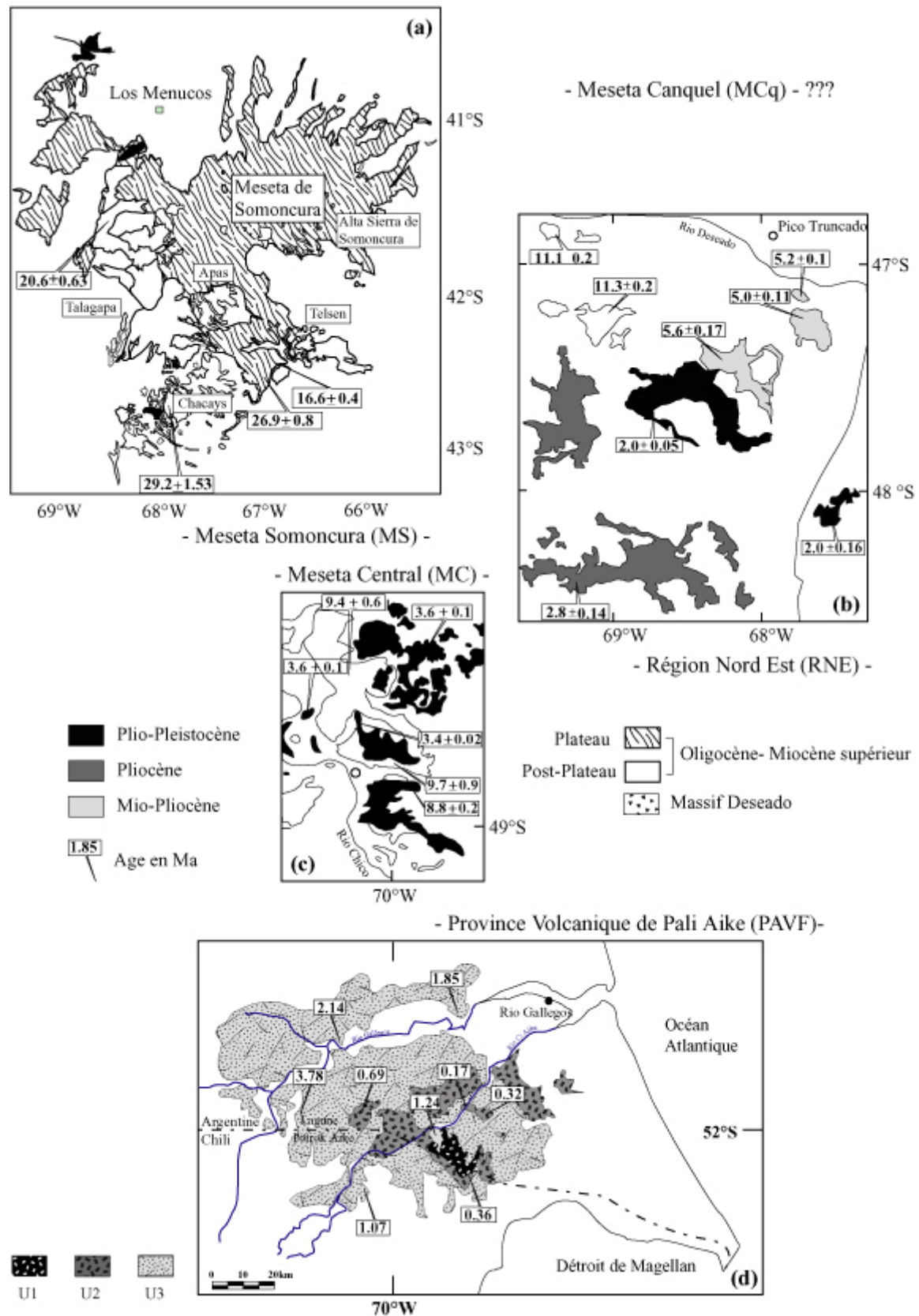


Figure II-12 : Carte des affleurements volcaniques, des quatre plateaux d'arrière-arc, considérés dans cette étude. Les âges de plusieurs affleurements sont reportés pour chacune de ces régions. La Meseta de Canquel, dans laquelle a été échantillonné le manteau de Cerro de los Chenques (PM12) est très mal connu, de ce fait,

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

sa carte n'est pas représentée (???) ici. Au nord, (a) la Meseta de Somoncure est formé de basaltes d'âges compris entre 29,2 et 16,6 Ma (Orgeira et Remesal, 1993 ; Kay *et al.*, 1993 ; Kay *et al.*, 2007). Au centre, (b) la région Nord-Est (RNE) est composé de basaltes d'âges compris entre 11,3 et 2 Ma (Gorring *et al.*, 1997 ; Gorring et Kay, 2001), et la Meseta Central (c) est constitué de matériel volcanique d'âges compris entre 9,7 et 3,4 Ma (Gorring *et al.*, 1997 ; Gorring et Kay, 2001 ; Gorring *et al.*, 2002). Au Sud, (d) la province volcanique de Pali Aike correspond à la région volcanique d'arrière-arc la plus récente de Patagonie (3,8 à 0,2 Ma ; Skewes et Stern, 1979 ; Linares et Gonzalez, 1990 ; D'Orazio *et al.*, 2000, 2001 ; Mazzarini et D'Orazio, 2003 ; D'Orazio *et al.*, 2004).

Au vu du grand nombre d'évènements volcaniques qui se sont produits en Patagonie durant le Cénozoïque, et du grand nombre de centres éruptifs (~ 90 ; Ardolino *et al.*, 2000) et de plateaux basaltiques, je ne décrirai, ici, seulement ceux au niveau desquels ont été échantillonnés les enclaves de cette étude.

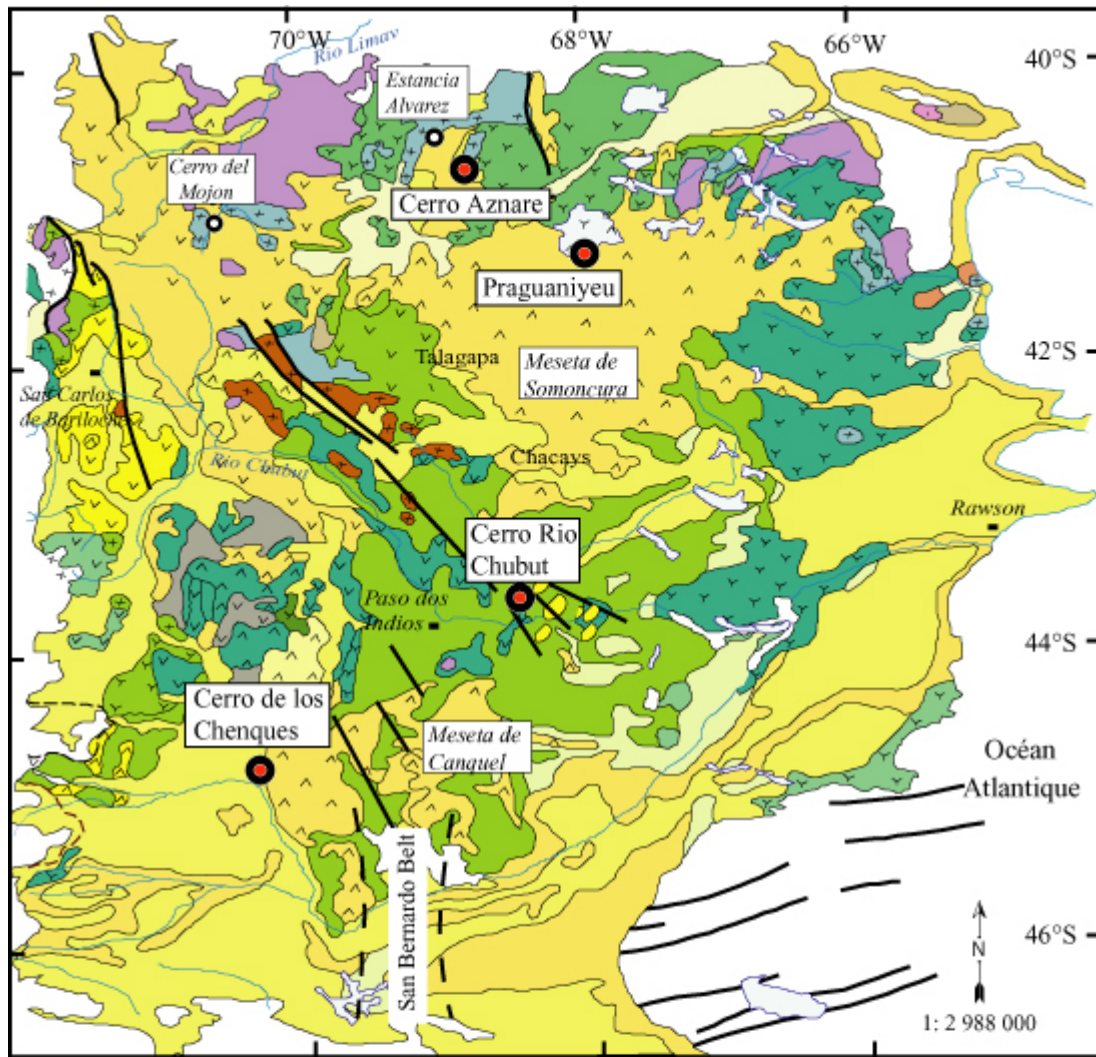
II-1. Patagonie du Nord (40°-46°S)

La zone Nord se compose de plusieurs plateaux basaltiques d'arrière-arc: Coli Toro, Cari Laufquen, Somoncure et Canquel. Les enclaves mantelliques de cette étude, ont été échantillonnées au niveau du plateau de Somoncure et de Canquel, dans les sites de Cerro Aznare, de Praguaniyeu, de Cerro Rio Chubut et de Cerro de los Chenques (cf. coordonnées en annexe A).

II-1.1. La province ignée de Somoncure (MS ; Oligocène, 32-20 Ma).

La province de Somoncure (40.5°-43°S) est le plus vaste épanchement volcanique mafique d'arrière-arc de Patagonie (55 000 km²). Elle est formée d'une succession de coulées de laves mafiques et de petits volumes de roches volcaniques riches en silices, d'âges Eocène à Miocène, associé à de grands volcans boucliers. Les centres éruptifs les plus importants sont associés aux roches volcaniques riches en silice dans la Alta Sierra de Somoncure et dans les Sierras de Telsen, Chacays, Apas et Talapaga (Figure II-12,13 ; Corbella, 1984 ; Remesal, 1988). Les coulées peuvent s'étendre sur plus de 120 km au Nord et à l'Est.

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).



Terrains géologiques

	Néogène Quaternaire
	Paléogène
	Cénozoïque
	Crétacé Paléogène
	Crétacé
	Juro-Crétacé
	Jurassique
	Trias Jurassique
	Permo Trias
	Permien
	Cambro-ordovicien
	Néo-Protérozoïque

●	Affleurements de cette étude
○	Affleurements de la littérature
—	Cours d'eau
	Lagune & lac
■ San Carlos de Bariloche	Ville
—	Faille
< > > +	Symboles métamorphiques
▲ Talagapa	Centre Eruptif

Figure II-13 : Carte géologique de la zone Nord (40°-46°S). D'après la carte géologique (échelle : 1/5 000 000) of south America. La ceinture de San Bernardo a été défini et décrite par Sylwan (2001). L'étude la plus récente du plateau de Somoncura a été réalisée par Kay *et al.* (2006).

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

Les roches volcaniques de la province de Somoncuro peuvent être divisés de manière générale en trois groupes : (i) Pré-plateau (32-29 Ma, Rapela *et al.*, 1988 ; Muñoz *et al.*, 2000), (ii) Plateau (28-25Ma ; Rapela *et al.*, 1988 ; Muñoz *et al.*, 2000) et (iii) Post-Plateau (Rapela *et al.*, 1988 ; Muñoz *et al.*, 2000). A l'Oligocène supérieur, les coulées Pré-plateau, de volumes limités, sont typiquement des basaltes alcalins et des hawaïites. Les coulées de Plateau, âgées de 27 Ma, sont principalement des basaltes à hypershènes normatifs et des andésites basaltiques, ayant des spectres de terres rares plats, des abondances faibles en LILE, des rapports Ba/La, Sr/La et U/Ta intermédiaires à semblable à ceux des arcs, et des rapports La/Ta similaire à ceux des basaltes intra plaques. Les épanchements Post-plateau, d'âges compris entre 23 Ma et 17 Ma, sont en général des basaltes alcalins et des hawaïites (48-51 % SiO₂), enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, avec de fortes teneurs en LILE, des rapports Ba/La élevés, des rapports Sr/La et U/Ta typiques de basaltes intra plaques (Kay *et al.*, 2007).

L'épisode tectonique majeur contemporain à la mise en place du plateau de Somoncuro, est la rupture de la plaque Farrallon qui a modifié la direction de convergence, d'oblique à quasi orthogonale, le long de la marge Andine (Cande et Leslie, 1986 ; Somoza, 1998).

Contrairement, aux grands écoulements basaltiques continentaux (trapps, CFB) connus pour être liés à l'activité de points chauds (ex. Parí, Hawaï ...) ou bien, aux champs volcaniques continentaux associés à des rifts (ex. Massif Central Français, la province de l'Eifel, en Allemagne ...), l'origine de ce plateau est encore flou et reste au centre de nombreux débats. Kay *et al.* (1992 ; 1993 ; 2007) suggèrent que cette province fut associée à une anomalie thermique du manteau lors de la réorganisation des plaques ; de Ignacio *et al.* (2001) expliquèrent que cette anomalie thermique était due à une remontée asthénosphérique superficielle causée par une géométrie particulière de la plaque plongeante; et Muñoz *et al.* (2000) argumentèrent dans le sens d'une affiliation avec une fenêtre asthénosphérique présente dans la plaque océanique subductante Alluk Farrallon.

Par une étude géochimique des basaltes de Somoncuro, Kay *et al.* (2007) démontrent que les magmas Pré et Post plateau sont similaires aux basaltes intra plaques. Cette signature de type plume, est attribuée encore une fois à une anomalie thermique locale du manteau, à l'époque de la réorganisation des plaques. De plus, l'hydratation du manteau au cours de la subduction Paléogène dans la région de Somoncuro aurait favorisé une fusion partielle plus importante du manteau sous jacent.

II-1.2. La Meseta de Canquel (MCq; Sierra San Bernardo; 51-21 Ma)

La Meseta de Canquel est un massif basaltique contemporain de celui de Somoncuro, mais il est de plus petite taille (Figure II-11) et se situe plus au sud. Les structures tectoniques dominantes en extension ont une orientation générale Est-Ouest. Une ceinture plissée d'orientation N-S, nommée San Bernardo, forme le centre du massif de Canquel. Ce plissement post magmatique d'âge Miocène moyen, s'est formé en contexte compressif et est le résultat du développement de la cordillère des Andes (Sylwan, 2001).

Le plateau basaltique de Canquel (Lema et Cortés, 1987 ; Ardolino *et al.*, 2000), est formé de plusieurs empilements de basaltes à olivines dont l'affinité reste à définir. Dans la partie extrême nord, la partie basale du plateau (formation Canquel), est formée de coulées de laves alcalines basiques d'âges compris entre 51 et 45 Ma (Lema et Cortés, 1987), associées à des corps gabbroïques et des diabases. La Sierra Cuadrada, plus au sud (44.5°S), s'est formée à partir de 28 Ma, avec une recrudescence de l'activité magmatique vers 23-21 Ma (Marshall *et al.*, 1986). La nature, les âges et les origines de ces basaltes sont encore très mal connus, car peu d'études ont été réalisées dans cette région.

II-2. Patagonie Centrale (46°S-49°S)

La zone centrale de la Patagonie (46-49°S), située au Sud-Est de la position actuelle de la jonction triple du Chili, est couverte par de nombreux plateaux basaltiques Néogènes : Meseta Lago Buenos Aires, Meseta Belgrano, Meseta de la Muerte, Meseta Central et la région Nord-Est (Figure II-12, 14 ; Gorrington *et al.*, 1997).

Je me suis particulièrement intéressée à la Meseta Central et à la « région Nord-Est », plateaux dans lesquelles j'ai échantillonné les enclaves, à Gobernador Gregores et à Cerro Clark (Figure II-14, cf. coordonnées annexe A).

Les laves de ces plateaux se séparent en deux groupes : (i) une séquence volumineuse dite de « Plateau » et d'âge Miocène supérieur- Pliocène inférieur ; et (ii) une séquence dite « Post-plateau », moins importante et d'âge Miocène inférieur - Plio-Pléistocène.

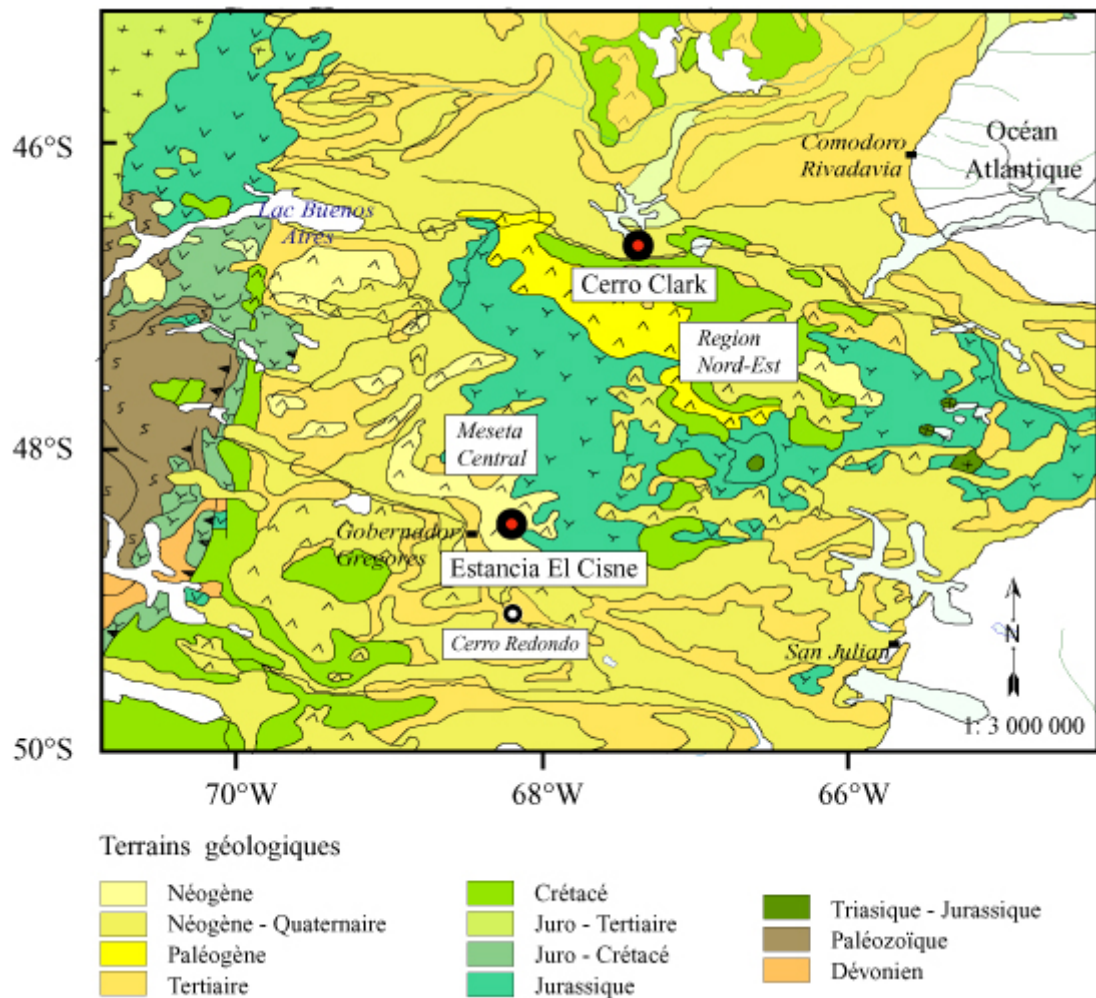


Figure II-14 : Carte géologique de la zone centrale (46°-49°S). D'après The Geological map (échelle : 1/5 000 000) of south America. Les enclaves ultramafiques proviennent des localités de Cerro Clark (PM24) et de l'Estancia El Cisne (PM23).

Les deux plateaux (Central et Nord-est) se situent dans la partie occidentale du massif Deseado, dans le bassin San Jorge (Pankhurst et Rapela, 1995). Le massif Deseado est considéré depuis longtemps comme un vieux massif indépendant (Feruglio, 1946) ; et même comme un craton par Harrington (1962). Guido *et al.* (2004) proposent que cette région soit une partie de la ceinture orogénique du Protérozoïque supérieur- Paléozoïque moyen, ce qui rejoint l'avis de Pankhurst *et al.* (1994) qui estiment que la lithosphère sous ce massif est ancienne (~1100 Ma).

II-2.1. La Meseta Central (MC)

La Meseta Central, définie par Gorrington *et al.* (1997), se situe à des latitudes comprises entre 48°S et 49°S, au sud ouest du massif Deseado (Figure II-11). De même que la plupart

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

des autres plateaux de la zone Centrale (Muerte, Belgrano, etc...), les coulées de laves du plateau (9,6–8,6 Ma ; Gorrington *et al.*, 1997) de la Meseta Central sont majoritairement des andésites basaltiques et des basaltes tholéitiques (Ramos et Kay, 1992 ; Gorrington et Kay, 1993, 1994). Les laves Post-plateau (3,4–3,6 Ma ; Gorrington *et al.*, 1997) sont des basaltes alcalins et des hawaïites.

L’Estancia El Cisne, localité d’échantillonnage des enclaves mantelliques de Gobernador Gregores (PM23), se situe sur le plateau de la Meseta Central, dans la partie sud-ouest du massif Deseado et à 250 km au nord de l’AVZ. Dans cette région, le magmatisme de plateau Néogène est le produit d’une série de collisions de segments de ride (Gorrington *et al.*, 1997 ; Gorrington et Kay, 2000). Les enclaves ont été transportées en surface par des laves basanitiques au cours des épisodes volcaniques explosifs (ex. maars) de la séquence Post-plateau.

II-2.2. La région Nord-Est (RNE)

La région Nord Est, comme définie par Gorrington *et al.* (1997), est constituée de plus petits plateaux en comparaison à ceux en général présent dans la zone Centrale (par exemple : Muerte, Belgrano, etc...). Contrairement à la plupart des autres plateaux, mais de même que ceux de la Meseta del Lago Buenos Aires, les laves de la séquence Plateau (11,1-5,6 Ma ; Gorrington *et al.*, 1997) ainsi que celles de la phase Post-plateau de la région Nord-Est (2,8-2 Ma ; Gorrington *et al.*, 1997) sont typiquement des basaltes alcalins et des hawaïites (à hypersthène ou à néphéline normatif ; Baker *et al.*, 1981, Ramos et Kay, 1992 ; Gorrington et Kay, 1993, 1994).

La localité de Cerro Clark, jamais décrite à ce jour, se situe au nord de la rivière Deseado. Elle correspond à une sorte de « dôme », recouvert par la végétation rase de Patagonie. Elle se caractérise par la présence de coulées intercalées dans des roches plus meubles (sédiments de la rivière). La géologie de cette zone reste très mal connue. Les enclaves mantelliques ont été échantillonnées dans des blocs de basaltes, trouvés au sommet ou effondrés, sur les pentes du « dôme » (Figure II-15).

Lors de la campagne d’échantillonnage des enclaves des zones Centre et Sud, en Avril 2004, nous n’avons pu faire l’étude géologique approfondie (cartographie, etc...) de ce site.

Dans cette région centrale, le fait que la croûte océanique subductante ait été jeune au milieu du Miocène, âge présumé de la mise en place de ces laves, aurait dû entraîner un

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

magmatisme adakitique dominant en surface. Or les seules expressions adakitiques, rencontrées à ce jour en contexte d'arrière arc, affleurent au niveau du Cerro Pampa (Figure II-11 ; Kay *et al.*, 1993).

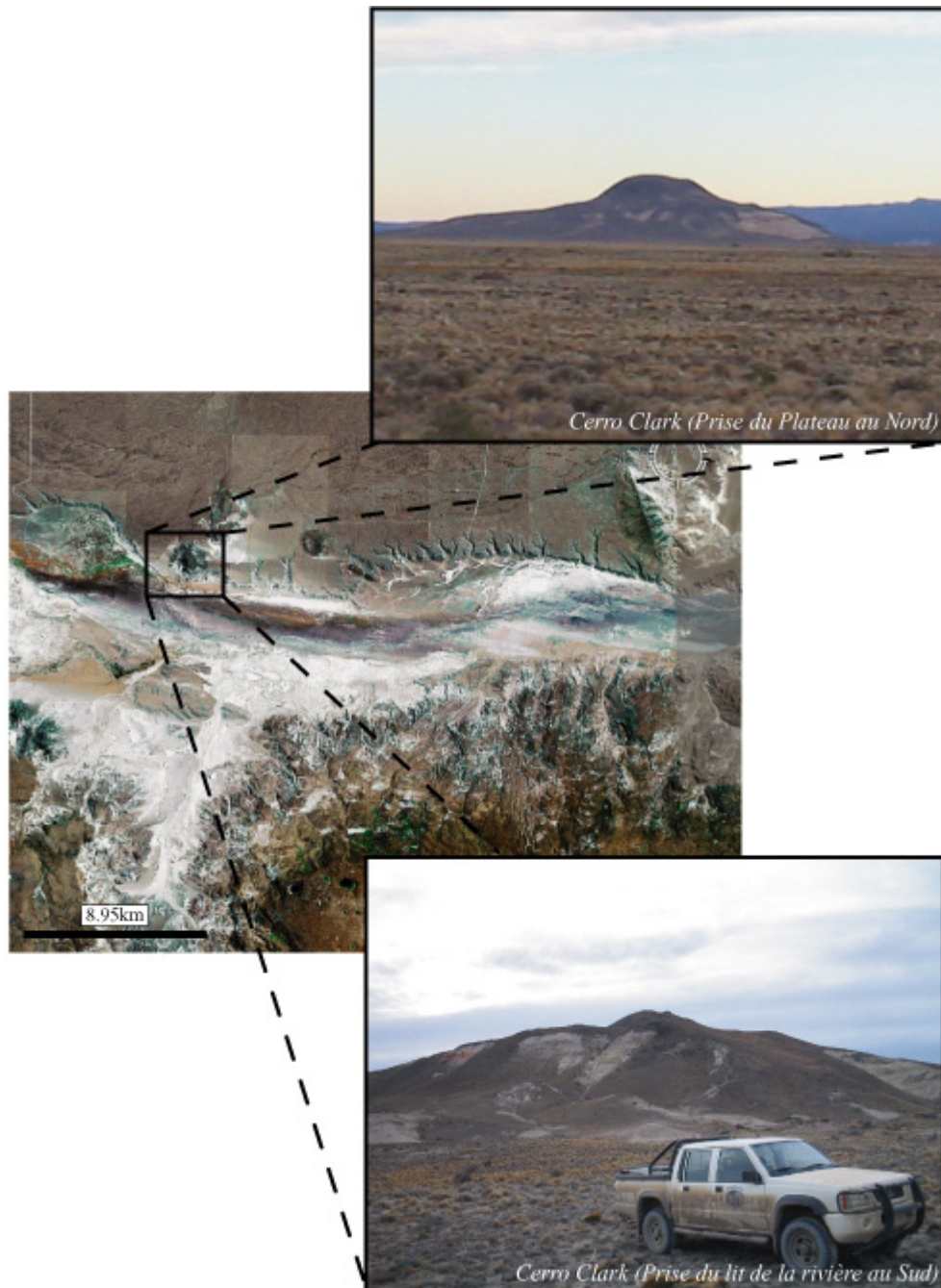


Figure II-15 : Cerro Clark (PM24) est un affleurement à ce jour jamais décrit. L'affleurement est une sorte de dôme, présent sur les berges du rio Deseado (image satellite).

II-3. Patagonie du Sud (49°S-52°S)

L'évolution géodynamique au Cénozoïque dans cette région se résume à la convergence et la subduction des plaques Nazca et Antarctique sous la plaque Amérique du Sud et le mouvement senestre de la faille transformante qui marque la frontière entre les plaques Amérique du Sud et Scotia (Diraison *et al.*, 1997).

II-3.1. La province volcanique de Pali Aike (PAVF ; 0.2-3.8 Ma)

La province volcanique de Pali Aike est une zone volcanique qui s'étend sur environ 4 500 km², à la frontière sud entre le Chili et l'Argentine (Figure II-9, 11, 12, 16). Elle se situe dans la zone d'interaction entre 3 plaques lithosphériques : Antarctique, Scotia et Amérique du Sud. Elle se situe à 400 km au Nord Est de la fosse Chilienne et à 200 km au Nord. La PAVF constitue le plus jeune des plateaux basaltiques d'arrière arc de Patagonie (Figure II-12).

Elle est principalement composée de produits volcaniques de nature basanitique à basaltique alcalin. Ces produits volcaniques ont été daté entre 3,8 et 0,2 Ma (Linares et Gonzales, 1990 ; Corbella, 1999 ; Mazzarini et D'Orazio, 2003). Ces formations volcaniques se sont mises en place dans le bassin sédimentaire de Magellan (~52°S et 70°W) et se répartissent en trois unités distinctes (Agostini *et al.*, 1999 ; D'Orazio *et al.*, 2000) : (1) une unité basale constituée de coulées de laves de type plateau (U1) ; (2) une unité intermédiaire formée par des scories érodés, des maars, des anneaux de tuffs, et des coulées de laves associées (U2) ; et (3) une unité supérieure composée de coulées de lave et de cônes monogénétiques bien préservés (U3 ; Figure II-12).

La présence de basaltes alcalins primitifs, transportant souvent des xénolites mantelliques, est le témoin d'un système de fractures profondes d'échelle lithosphérique qui permet l'ascension rapide du magma vers la surface. De nombreux dépôts de maars, d'anneaux de tuffs, et de coulées de laves renferment des enclaves, de diamètre pouvant atteindre une trentaine de centimètres. Certains sont d'origine crustale mais la majorité sont mantelliques (Selverstone et Stern, 1983 ; Stern *et al.*, 1999 ; Kempton *et al.*, 1999).

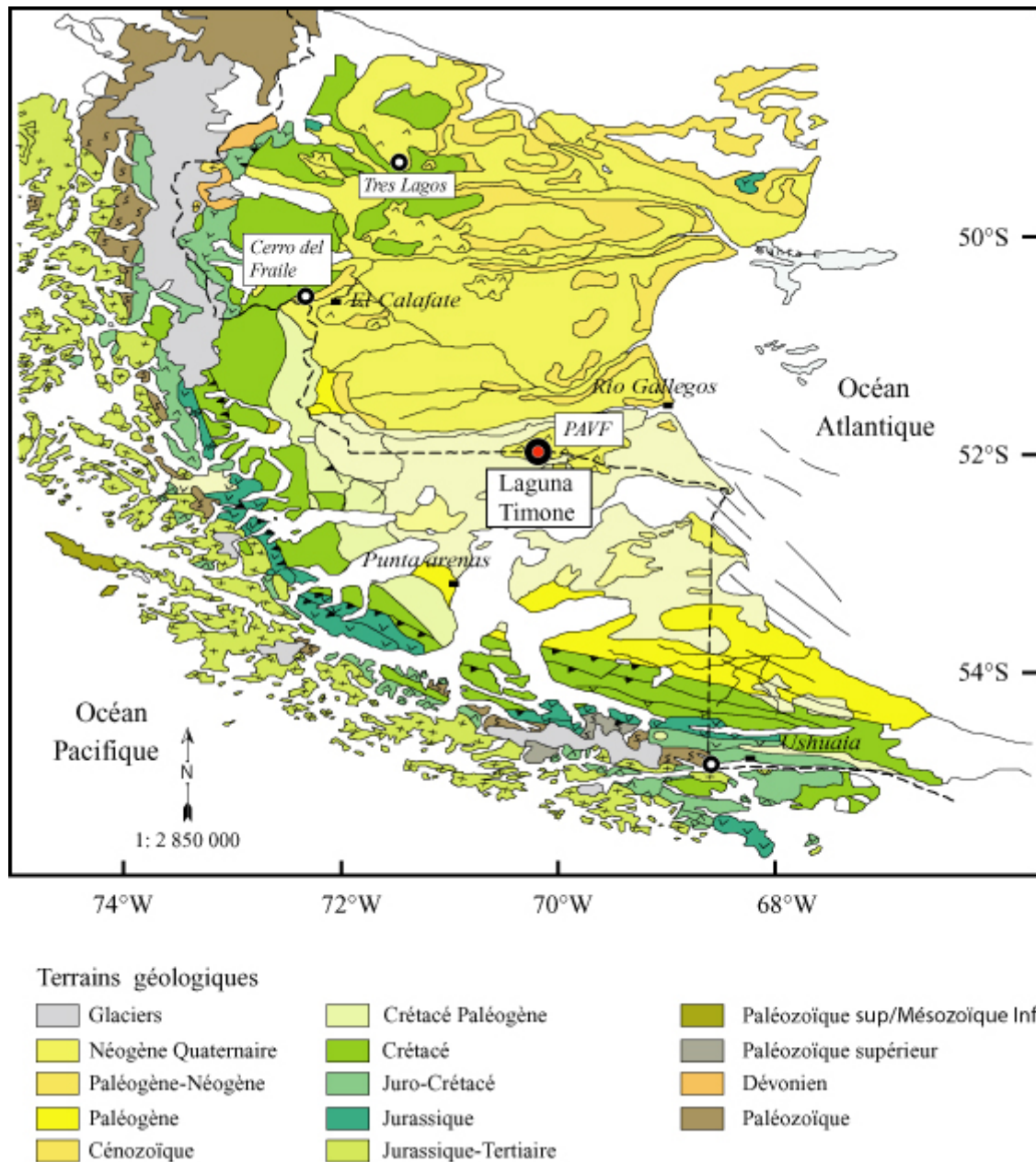


Figure II-16 : Carte géologique de la zone Sud (49°-54°S). D'après The Geological map (échelle : 1/5 000 000) of south America. Les enclaves ultramafiques proviennent de la Lagune Timones (52°01'04'' S - 70°10'12'' W ; PM18).

Les études de la distribution spatiale des cônes volcaniques dans cette région, révèlent un alignement principal le long de structures d'orientation ENE-WSW et NW-SE (D'Orazio *et al.*, 2000). La direction ENE-WSW correspond au système de rifting actif (Néogène) du détroit de Magellan (Diraison *et al.*, 1997, 2000), alors que la direction NW-SE, souligné principalement par l'alignement des cônes, serait un héritage du système de rifting Austral Patagonien, d'âge Mésozoïque (Corbella *et al.*, 1996). Les études

Chapitre II: Histoire géologique et géodynamique de la Patagonie (Argentine et Chili).

structurales, réalisés notamment par Diraison *et al.*, (1996, 2000), dans la cordillère patagonienne, confirment l'importance des déplacements causés par les cisaillements. La particularité majeure de la pointe extrême sud de l'Amérique du sud est la présence de zone de rifting dans un contexte en subduction et cisaillement senestre (Diraison *et al.*, 1987).

Les laves ont une signature géochimique de type OIB. Les données géochimiques et pétrologiques témoignent d'une genèse des magmas à une profondeur supérieure à 80 km, donc dans le faciès des péridotites mantelliques à grenat (Stern *et al.*, 1990). La PAVF se situe à proximité d'une marge de plaque active et destructive caractérisée par une longue histoire de subduction. En particulier après la fermeture du bassin d'arrière-arc Rocas Verdes, la convergence pure des plaques Pacifique et d'Amérique du Sud a dominé (Diraison *et al.*, 1997).

Une telle situation géodynamique devrait avoir généré un coin de manteau (« mantle wedge ») contaminé par des fluides ou des liquides dérivés du slab, mais également modifié par des processus d'extraction de magmas d'arc. L'existence d'une source asthénosphérique sous toute la région PAVF (D'Orazio *et al.*, 2000), requiert un mécanisme capable de remplacer de manière efficace un coin de manteau modifié par de tels processus par un manteau non-modifié.

D'Orazio *et al.* (2000) constatent que le taux d'émission volcanique serait de $0.0001 \text{ km}^3/\text{an}$, en supposant que l'activité volcanique de cette région se soit étendue sur 3,8 Ma. Ce taux d'émission est très faible comparé au taux de production au dessus des plumes mantelliques (au moins de deux ordres de magnitude inférieure ; White, 1993). Le gradient géothermique sous la province de Pali Aike est similaire à celui du manteau océanique (Douglas *et al.*, 1986).

Chapitre III : Les laves hôtes

Je m'attarderai, dans ce chapitre, à discuter de **celles** sans qui, aujourd'hui, l'étude du manteau lithosphérique n'aurait jamais pu, peut-être, débiter dans les zones de subduction : les **laves hôtes**. En effet, sans elles, seuls les massifs (Oman, Péninsule de Taitao, Lherz, Ronda etc...), nous informeraient localement sur le manteau supérieur, et ne nous permettraient pas d'appréhender les hétérogénéités à grande échelle, ni de connaître et comprendre la nature et l'évolution du coin de manteau des zones de subduction (mantle wedge) et la nature des « contaminants » (croûte océanique, eau de mer, sédiments etc...) du manteau.

Lorsqu'on parle d'enclaves, de nombreuses questions récurrentes à leur transport se posent: Comment s'effectue leurs transports depuis leur zone source ? Par quel(s) mécanisme(s) ? A quelle vitesse ? Quelle est l'importance des échanges entre les xénolites et leurs laves hôtes (= interactions)?

L'étude des laves hôtes, transportant des enclaves, est réalisée dans deux objectifs, que je présente dans ce chapitre. Tout d'abord, l'approche pétrographique et géochimique nous permet d'appréhender et de comprendre leur(s) nature(s) et origine(s), ainsi que leur(s) histoire(s) et leur(s) évolution(s). D'autre part, l'évaluation des processus d'interactions, de réaction de ces laves avec les enclaves nous permet de nous affranchir des évolutions tardives des enclaves liées aux transports. Il est d'autant plus important de s'en affranchir lorsque la taille des enclaves est petite (<5cm), comme c'est le cas pour les enclaves mantelliques des localités de Cerro Aznare (PM6), Praguaniyeu (PM8), Cerro Rio Chubut (PM10) et de Cerro de los Chenques (PM12).

I- Les basaltes alcalins des Plateaux arrière arc de Patagonie (40°S-52°S)

Les basaltes en Patagonie ont été décrits, sporadiquement, depuis de nombreuses années. Leur étude débute au XIX^{ème} siècle, lors de l'exploration du « New world » (Moreno, 1899). Quelques explorateurs, naturalistes ou géographes, tels que Darwin (1846), Hatcher (1903), Quensel (1911), Steffen (1919) et Bäckström (1915) ont porté leurs regards sur ces

immenses étendues de basaltes ([...] *The Patagonian basalts cover an area of about 25,000 square miles.* [...], Tyrrell, 1932), qui forme les plateaux (« mesetas ») de la Patagonie.

The Geographical Journal

No. 3.

SEPTEMBER, 1899.

VOL. XIV.

EXPLORATIONS IN PATAGONIA.*

By Dr. FRANCISCO P. MORENO.

I.

OUR President lately recalled the fact that vast areas existed in South America still unknown to geography, which were not only interesting on account of the rich products they may be presumed to contain, but also for the variety, beauty, and charm of their landscapes. This certainly referred, amongst other regions, to certain parts of the Argentine Republic, and particularly to Patagonia.

As a matter of fact, up to quite recent times, the geography of the southern portion of the New World has been in a very backward state. Since the memorable hydrographical expeditions of the *Adventure* and the *Beagle*, supplemented later on by those of the *Nassau* and the *Maine*, we can only remember the Chilean investigations in Chiloe and Guaitecas and on the western coast of Patagonia. With reference to the interior of the latter country south of parallel 40°, the little that was known up to 1870 was derived from Argentine or Chilean surveys of very limited areas, and since the discovery of the Chubut river by the *Beagle* expedition, and the exploration of the river Santa Cruz, in which Charles Darwin took part, the maps of Patagonia have presented no new feature; its fluvial system was taken from the ancient Spanish charts, and of its numerous lakes only some three or four were indicated, and even then their exact position remained undecided.

It was not until 1869-70 that George Chaworth Musters crossed Patagonia from end to end for the first time, in the company of some Tehuelchian Indians, on one of their periodical migrations; but,

* Read in part at the Royal Geographical Society, May 29, 1899. Map, p. 352. A map on a much larger scale will be published in a future number.

No. III.—SEPTEMBER, 1899.]

R

Bäckström (1915) fut le premier à entreprendre une étude pétrographique complète d'un grand nombre d'échantillons de basaltes Patagonien provenant de la région de Los Frailes au sud du Rio Gallegos, de celle de la Sierra de Baguales (50.6°S, 72.5°W) au sud du Rio Santa Cruz, ainsi que de la région au nord du Lago Argentino (50.2°S, 72.4°W). Excepté

quelques notes de Quensel (1911), la seule autre référence pétrographique, incomplète et dépourvue de renseignement sur la provenance des échantillons, est celle de Washington (1922). Il faudra attendre les écrits de Tyrell (1932) pour que la première analyse chimique des éléments majeurs d'un basalte à olivine de Patagonie soit publiée.

Depuis ces premiers explorateurs, nombreux sont ceux qui ont repris le flambeau, au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle jusqu'à aujourd'hui, tels que Skewes and Stern (1979); Stern *et al.* (1990); Ramos et Kay (1992); Alric (1996); Gorrington *et al.* (1997); Agostini *et al.* (1999); Ardolino *et al.* (2000), Ntaflos *et al.* (2000); D'Orazio *et al.* (2000, 2001, 2004, 2005); Gorrington et Kay (2001); Alric *et al.* (2002); Kay *et al.* (2002); Kay (2002); Labudia *et al.* (2002); Ramos (2002); Acevedo et Quartino (2004), etc...

Les enclaves de Patagonie présentées dans cette étude ont été trouvées, pour quelques localités, dans des coulées ou des dykes basaltiques. Au nord de la Patagonie Argentine (Cerro Aznare PM6, Praguaniyeu PM8 et Cerro Rio Chubut PM10) ainsi qu'au niveau de Cerro de Los Chenques (PM12) et de Cerro Clark (PM24), les échantillons mantelliques sont de petites tailles (de 1cm à 8cm), prisonniers des basaltes. Au niveau des localités de Pali Aike (PM18) et de Gobernador Gregores (PM23), les enclaves, de plus grandes tailles (>10cm), ne sont pas englobées par du basalte, mais déposées à même le sol dans un encaissant meuble. Cette absence de basalte, sous forme de coulée ou de dyke, est liée au caractère plus explosif du volcanisme de mise en place. Les localisations des sites sont reportées dans l'annexe A.

Je présente, ici, l'étude pétrographique et géochimique réalisée seulement sur les basaltes de quatre localités : PM6, PM8, PM10 et PM24. Compte tenu: (i) de la richesse en enclave de certaines localités ou (ii) du fait que les échantillons à ma disposition pour les autres gisements étaient de petites tailles, j'ai été contrainte pour l'étude des laves hôtes, d'utiliser du matériel toujours proche ou en contact avec les nodules mantelliques. Les basaltes de PM12 n'ont pas pu être étudiés car ils n'ont pas été échantillonnés lors du camp de terrains de la zone Nord patagonienne, effectué par l'équipe du laboratoire isotopique de Porto Alegre (Brésil).

I-1. Pétrographie des basaltes

Les basaltes de la Meseta de Somoncure (Cerro Aznare et Praguaniyeu) sont à texture microlithique porphyrique, avec tout de même des différences pétrographiques entre les deux localités.

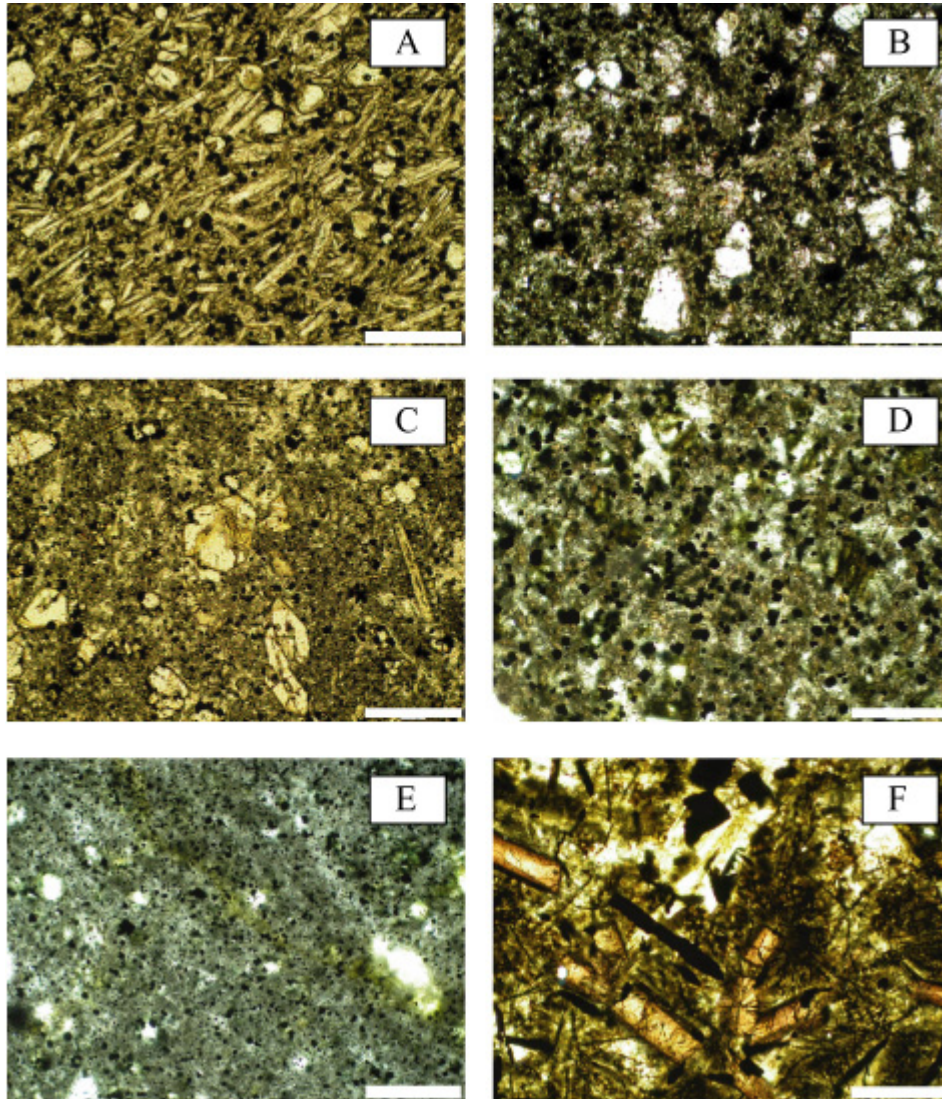


Figure III-1 : Photographie des basaltes des différentes localités (microscope optique, lumière naturelle). A : Basalte alcalin de Cerro Aznare (PM6) à texture grossière et bien cristallisé. B : Basalte de Praguaniyeu (PM8) partiellement cristallisé avec de nombreux phénocristaux et xénocristaux d’olivine. C : Basanite de Cerro Rio Chubut (PM10) à matrice fine et avec quelques phénocristaux d’olivine et de feldspath. D, E, F : Basaltes de Cerro Clark. D : Basanite, E : Basalte à matrice très fine et F : Basalte à texture plus grossière où les phénocristaux automorphes de clinopyroxènes brun sont abondants. La barre d’échelle, représentée en bas à droite, équivaut à 300µm.

Les basaltes de Cerro Aznare (PM6) sont constitués en moyenne de 2 à 5 % de phénocristaux d'olivine. Quelques phénocristaux (<1 mm) et xénocristaux (>2 mm) de clinopyroxènes les accompagnent. Ces derniers très déstabilisés et incluant de nombreux petits opaques appartenaient probablement à l'enclave voisine. Seules la forme anguleuse et la grande taille de certains des clinopyroxènes peut nous permettre de dire que ce sont des fragments provenant de l'enclave (= xénocristaux). La mésostase, grossière, est formée en majorité de baguettes de plagioclase et d'opaques automorphes accompagnées d'olivines automorphes, des pyroxènes calciques, de néphélines et en quantité moindre, de verre. Les baguettes de plagioclase qui présentent souvent des macles polysynthétiques et plus rarement des macles de Carlsbad, ont une orientation préférentielle aux abords de l'enclave, direction qu'ils perdent en s'en éloignant sur environ un centimètre (Figure III-1, Photo A).

Les basaltes de Praguaniyeu (PM8, Figure III-1, Photo B) ont en proportion similaire et importante des phénocristaux (et xénocristaux) d'olivine et de diopside. Leur mésostase, à texture plus fine, est constituée de magnétites, d'olivines, de clinopyroxène et de feldspaths (plagioclase et feldspaths alcalins). Le feldspath est moins abondant que dans les basaltes alcalins de PM6. Une de leurs particularités réside dans la présence de cavités remplies de carbonates.

Les basaltes de Cerro Rio Chubut (PM10), au nord de la Meseta Canquel, contiennent des phénocristaux automorphes à sub automorphes d'olivines (zonés ou pas) et de clinopyroxènes. Ces derniers, zonés, présentent des bordures brunes. La mésostase se compose d'olivine, de pyroxène calcique, de plagioclase, de feldspath de petites tailles (<10^{aine} de μm) et toujours d'oxydes ferro-titanés en grande quantité (~20 % ; Figure III-1, Photo C). Les feldspaths, en général, sont interstitiels et, rarement, forment des petites baguettes (<10^{aine} de μm). Alric *et al.* (2002) distinguent deux séquences de basaltes dans la zone nord de la Meseta Canquel, une ancienne datée du Paléocène (Ar/Ar ; $62.50 \pm 0.26 - 61.64 \pm 0.24\text{Ma}$; Alric, 1996) et une seconde plus récente, datés de l'Eocène (Ar/Ar ; $49.6 \pm 0.77 - 51.6 \pm 0.55\text{Ma}$). La séquence Paléocène correspond à des empilements de coulées de basaltes alcalins, souvent très altérées. La séquence Eocène est formée de dykes et de coulées de laves de nature basanitique qui contiennent souvent des enclaves mantelliques. Les travaux de Alric *et al.* (2002), nous permettent de dire que nos échantillons de laves hôtes sont d'âge Eocène.

Les basaltes étudiés, au nord de la région Nord-Est, (Gorring *et al.*, 1997 ; Gorring et Kay, 2001) proviennent de la localité de Cerro Clark (PM24). La majorité de ces basaltes, à

textures microlithiques porphyriques, sont formés de xénocristaux (<1 mm) automorphes à sub-automorphes d'olivine et de pyroxène calcique vert. Ces derniers, corrodés, sont remplacés, en bordure ou totalement, par un pyroxène titanifère de couleur marron en lumière naturelle. Des opaques arrondis (de $500\mu\text{m}$ à $<1\text{mm}$) sont présents, et peuvent correspondre à des spinelles de l'enclave voisine, complètement rééquilibrés avec le basalte. La mésostase, moyennement grenue (Figure III-1, Photo D), se compose d'opaques automorphes de petites tailles ($< 10\mu\text{m}$), d'olivines, de clinopyroxènes, de rares feldspaths alcalins et baguettes de plagioclase. Ce type de basalte correspond à la majorité des échantillons de Cerro Clark, mais il existe deux autres types différents : l'un à matrice fine (PM24-3) et le second à matrice grossière (PM24-11).

Le basalte PM24-3 (Figure III-1, Photo E) contient peu de xénocristaux d'olivine, de phénocristaux d'olivine et de pyroxène calcique. La matrice, fine, est formée d'opaques ($<<10\mu\text{m}$, magnétites), d'olivine, de clinopyroxène et de rares feldspaths. La quantité de feldspath semble être comparable à celle observée dans la majorité des basaltes. Une différence dans les paramètres contrôlant la cristallisation (taux, température, vitesse etc...) semble être la cause de la différence entre les deux types de textures. En effet, les textures microlithiques porphyriques, traduisent en général, une cristallisation en deux temps, (1) cristallisation des phénocristaux (<1 mm) lors de la remontée du magma et (2) cristallisation rapide en surface de la matrice à grains fins. Pour l'échantillon PM24-3, la première étape a du être brève, cédant rapidement la place à la cristallisation rapide de la matrice fine du basalte. Le basalte PM24-11, qui présente quand à lui une texture plus grossière, a du au contraire, connaître une première étape de cristallisation longue, permettant le développement des phénocristaux. Les phénocristaux sub-automorphes à automorphes d'olivines, de feldspaths, et de clinopyroxènes, abondent dans ce basalte (Figure III-1, Photo F). Dans la matrice, de petites fractures de tailles inférieures au micromètre contiennent des opaques.

Les laves hôtes de Cerro Clark (PM24) semblent avoir plus réagi avec les enclaves qu'elles contiennent que tous les autres basaltes décrits jusqu'ici. Ceci peut s'expliquer soit par un temps de résidence plus long des enclaves dans les laves soit par une chimie différente de ces laves par rapport aux autres gisements. La première hypothèse est confortée par le fait que l'unique échantillon de basalte de Cerro Clark, ne présentant aucune réaction avec les nodules qu'il contient, est également le seul à ne pas contenir de phénocristaux. Ces deux observations tendent à démontrer que cet échantillon de lave s'est figé plus rapidement que les autres et par conséquent qu'il a eu moins de temps pour réagir.

Les enclaves des sites de Gobernador Gregores et de Pali Aike se ramassent à même le sol et sont libres de toutes laves. Je n'ai donc pas étudié de laves hôtes dans ces zones. Il faut toutefois noter que les laves basaltiques Post-plateau de la Meseta Central, dans lesquelles se situe le site de Gobernador Gregores, n'ont été que très peu décrites. Ces roches volcaniques sont des basaltes alcalins et des hawaïites (à hypersthène ou à néphéline normative, Ramos et Kay, 1992 ; Gorrington *et al.*, 1997).

Les enclaves de Pali Aike ont été échantillonnées dans des couronnes de tuffs, dans des maars, qui constituent l'unité intermédiaire U2 du champ volcanique de Pali Aike (D'Orazio *et al.*, 2000 ; Mazzarini et D'Orazio, 2003). Ces roches volcaniques ont une affinité alcaline, avec une tendance sodique et sous-saturée en silice. L'unité U2 est considérée comme la plus alcaline du champ volcanique de Pali Aike (PAVF), et est formée principalement de basanites contenant de la néphéline (>10 wt% ; Skewes et Stern, 1979) et de l'olivine (14-29 wt% ; D'Orazio *et al.*, 2000).

I-2. Géochimie des éléments majeurs

Seuls quelques échantillons de basaltes observés pétrographiquement, ont fait l'objet d'analyses chimiques, par manque de matériel. Les méthodes analytiques utilisées et les compositions chimiques en éléments majeurs des basaltes, en pourcentage des poids d'oxydes (wt %), sont reportées dans l'annexe (CD-ROM). Les basaltes étudiés appartiennent à la série alcaline (Cox *et al.*, 1979) avec des teneurs en SiO₂ comprises entre 40 et 55%, et des concentrations en alcalins variant entre 3,6 et 8 % (Figure III-2).

Les basaltes de Cerro Aznare sont, au sens strict, des basaltes alcalins alors que ceux de Cerro Rio Chubut et de Cerro Clark sont des basanites. En ce qui concerne ceux de Praguaniyeu, il est difficile de leur donner un nom du fait qu'ils se projettent hors des champs de classification dans le diagramme de Cox *et al.* (1979). Ils ont les plus faibles concentrations en SiO₂, qui concordent avec des teneurs caractéristiques des roches ultrabasiques (SiO₂ <45%). Leur faible teneur en silice et en alcalin (Na₂O + K₂O) s'explique par la grande quantité de xénocristaux d'olivine, ayant probablement pour origine l'enclave mantellique. Cette interprétation est corroborée par la teneur élevée et inhabituelle en MgO (~15%; Figure III-2) de ces basaltes.

Sur la Figure III-2, les champs correspondent aux basaltes provenant de plateaux basaltiques des différentes régions de Patagonie (40°S et 52°S), à ceux situés à l'Est de l'arc Cénozoïque (dits « transitionnels », Stern *et al.*, 1990) ainsi qu'à ceux de l'arc andin (Zone Volcanique Australe, AVZ et Sud, SVZ).

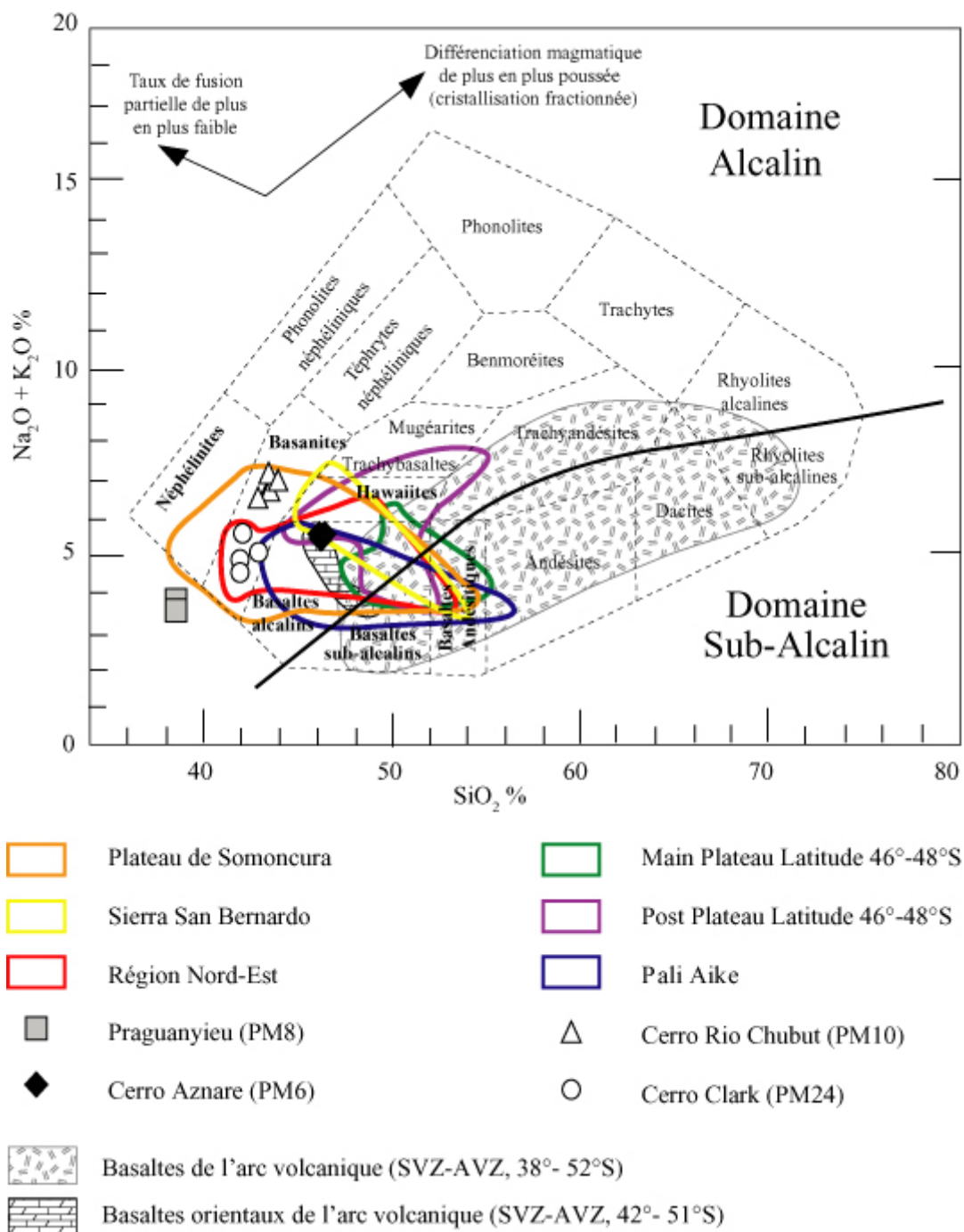


Figure III-2 : Classification de Cox *et al.* (1979), basée sur le diagramme alcalins (Na₂O+K₂O) vs silice (dit de Harker, 1909), permettant de visualiser les grands domaines magmatiques. Les symboles (carré, triangle, diamant et cercle) représentent les laves hôtes, contenant des enclaves mantelliques, de cette étude. Tous les champs représentés dans ces diagrammes, représentent des basaltes porteurs d'enclaves mantelliques, à

l'exception de Main Plateau. Plateau de Somoncuro : Ntaflos *et al.* (2000), Kay *et al.* (2006); Sierra San Bernardo : Stern *et al.* (1990), D'Orazio *et al.* (2004), Kay *et al.* (2006) ; Région Nord-Est, Main Plateau et Post Plateau latitude 46°-48°S : Gorrington *et al.* (1997), Gorrington et Kay (2001) ; Pali Aike : D'Orazio *et al.* (2001, 2004, 2005), Stern *et al.* (1990); Basaltes de l'arc volcanique (SVZ-AVZ) : Morris *et al.* (1990), Gerlach *et al.* (1988), Harmon *et al.* (1984), Sigmarsson *et al.* (1990), Hickey *et al.* (1986), Hickey-Vargas *et al.* (1989), Lopez-Escobar *et al.* (1991, 1992, 1995, 1997), Tormey *et al.* (1991), Lopez-Escobar *et al.* (1977), Noll *et al.* (1996), Futa et Stern (1988), Notsu *et al.* (1987), Munoz (1980), Munoz *et al.* (2000), Hilton *et al.* (1993), Alves *et al.* (2002), Stern et Kilian (1996), Gourgaud et Thouret (1990), Lara *et al.* (2001), Hervé *et al.* (1995) et Basaltes orientaux de l'arc volcanique Cénozoïque : Stern *et al.* (1990).

Nous notons que la majorité des basaltes patagoniens appartiennent à la série alcaline et correspondent aux termes les moins différenciés. Les roches les plus différenciées (mugéarites, trachybasaltes et trachyandésites) appartiennent à la suite des basaltes Post Plateau définis par Gorrington *et al.* (1997), situé entre 46° et 49°S. Il apparaît également que tous ces plateaux basaltiques, indépendamment de leur position géographique et de leur contexte géodynamique local, sont essentiellement constituées de basaltes de la série sub-alcaline. Les basaltes de l'arc volcanique andin (AVZ et SVZ) couvrent toute la série de différenciation depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites (Figure III-2). Les basaltes dit « transitionnels » de Stern *et al.* (1990) qui se situent dans la partie la plus orientale de l'arc Cénozoïque (42°S-51°S), sont en fait des basaltes alcalins semblables à ceux de Cerro Aznare avec 46-48 % de SiO₂, 3-5 % d'alcalins, 8-10 % de CaO, mais légèrement plus riche en MgO (8-10 %, FigureIII-3).

Les roches volcaniques de Cerro Aznare, Praguaniyeu, Cerro Rio Chubut et Cerro Clark sont primitives comme l'attestent leurs fortes valeurs en Mg# (53.4 à 68.6%) et leurs concentrations élevées en éléments ferromagnésiens (MgO = 7.1-15.3 wt. %, Ni =146-497 ppm, Cr =139-499 ppm, V = 168-220 ppm ; Table III-1). Nous notons que les roches volcaniques de Praguaniyeu (PM8) sont plus primitives avec de fortes teneurs en MgO (15.3 wt. %), en Ni (430-497 ppm), en Cr (488-499 ppm) et de faibles concentrations en SiO₂, mais aussi en Al₂O₃.

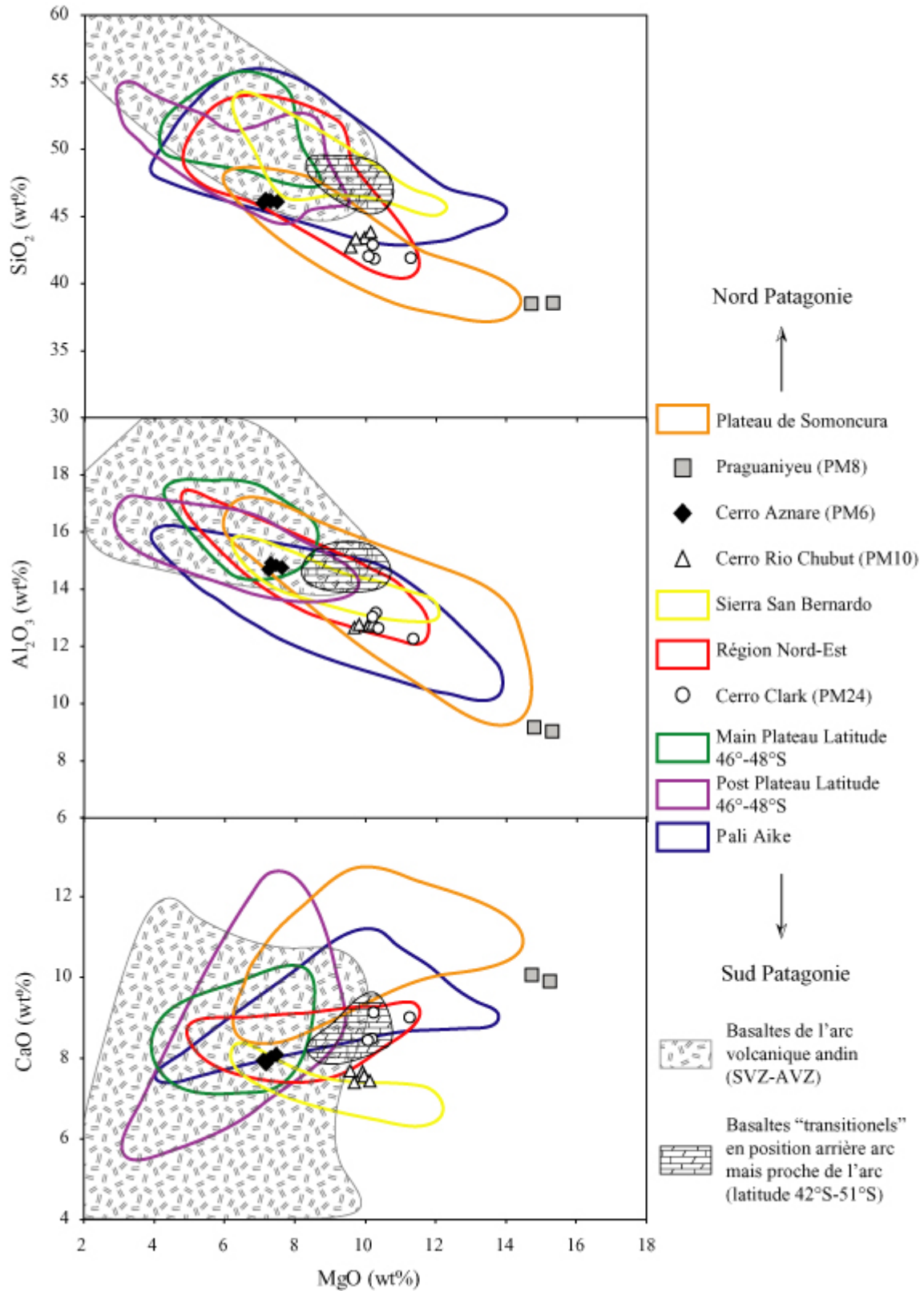


Figure III-3 : Diagrammes SiO₂, Al₂O₃ et CaO vs MgO (wt%) des basaltes hôtes et comparaison avec les compositions des laves des grandes provinces magmatiques des Andes du Sud. La légende est identique à celle de la figure III-2.

Les plus fortes teneurs en éléments ferromagnésiens peuvent s'expliquer par la présence de nombreux xénocristaux d'olivines mantelliques dans ces laves, mais les faibles teneurs en aluminium et en calcium ne semblent pas affectées par cette contamination et affirment tout de même le caractère plus primitif de ces laves.

Au contraire, les basaltes alcalins de Cerro Aznare sont les moins primitifs avec des teneurs élevées en alumine et en silice, et des concentrations en MgO (7.1-7.5 wt. %), en Ni (146-158 ppm) et en Cr (139-159 ppm) plus faibles. En composition intermédiaire, se trouvent les laves de Cerro Clark et de Cerro Rio Chubut.

Les basaltes de Cerro Rio Chubut et de Cerro Clark, en plus de leurs ressemblances pétrographiques, sont de mêmes compositions chimiques, excepté peut être pour les teneurs en CaO qui semblent légèrement supérieur dans le cas de Cerro Clark (7,5-7,8 % ; 8.5-9.2 % respectivement, Figure III-2). Les concentrations en alcalins sont supérieures pour les basaltes de Cerro Rio Chubut, avec en moyenne 2,5 % (K_2O) et 4,7 % (Na_2O), alors que les basanites de Cerro Clark ont des teneurs moyennes de 1,9 % (K_2O) et 3,3 % (Na_2O).

Dans les diagrammes oxydes vs MgO (Figure III - 3), des corrélations se dessinent, négatives pour le SiO_2 et Al_2O_3 et positives pour le CaO. Nous constatons qu'il existe une homogénéité de composition entre les basaltes provenant d'une même localité. De plus, les basaltes des plateaux patagoniens des latitudes 46°-48°S, de la région Nord-Est et du site PM6 montrent une même affinité que ceux des basaltes sub-alcalins de l'arc volcanique Cénozoïque andin. Au contraire pour les plateaux de Somoncura et de trois des localités étudiées ici (PM8, PM10 et PM24), leurs champs de composition des basaltes ne recouvrent que partiellement celui de l'arc volcanique. Les basaltes du plateau de Somoncura, au nord, sont plus calciques que ceux de la Sierra San Bernardo (ou Meseta Canquel) et de la Région Nord-Est, qui se situent plus au sud.

Au vu des analyses en éléments majeurs, les basaltes des sites PM6, PM8, PM10 et PM24 semblent appartenir à un même trend de différenciation magmatique, à une même série magmatique alcaline. Ils en représentent les termes les moins différenciés.

I-3. Géochimie des éléments en traces

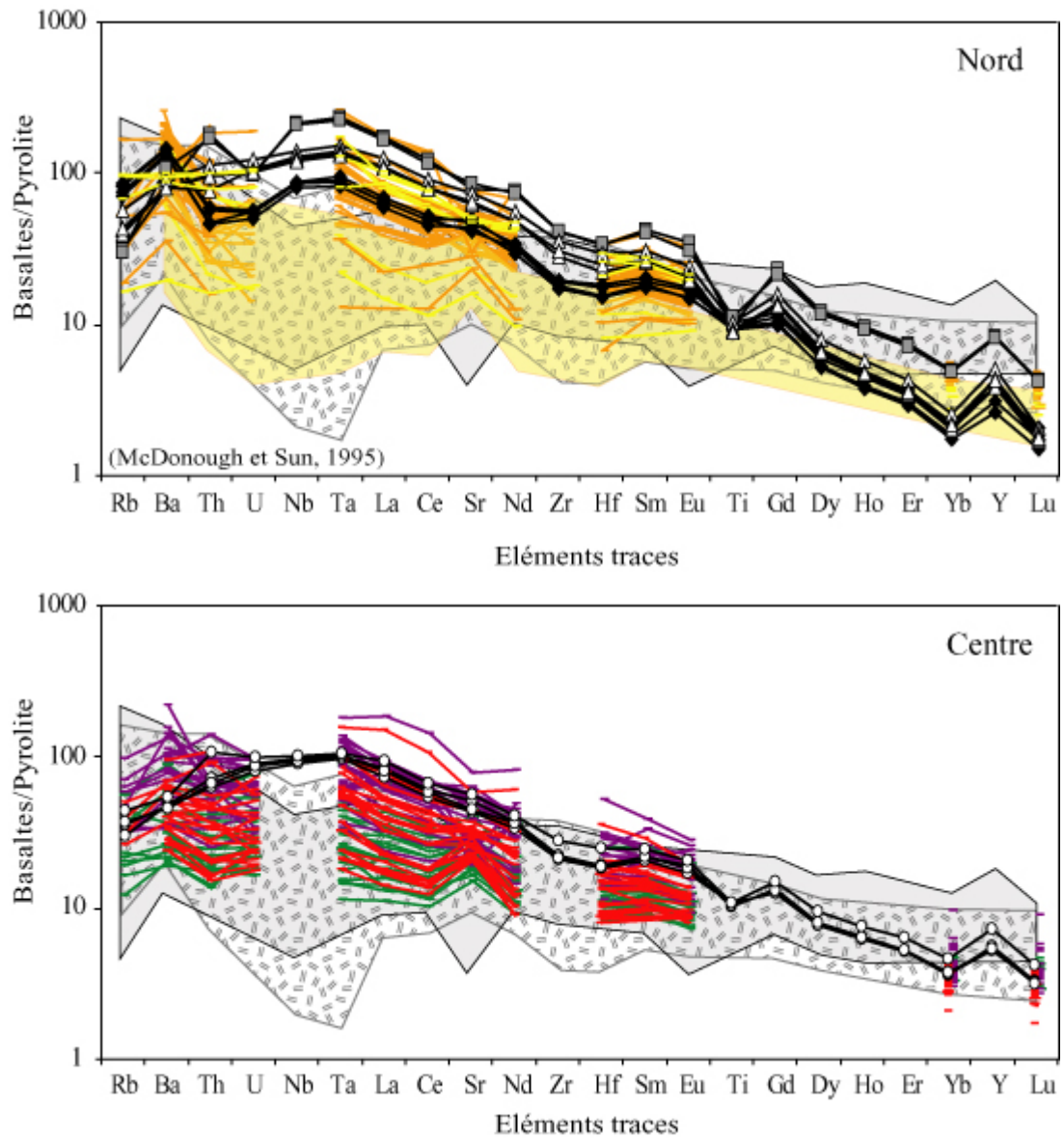
Les méthodes analytiques et les compositions chimiques en éléments traces des basaltes, (exprimées en ppm) sont reportées en annexe (CD-ROM). La digestion des olivines des enclaves par la lave porteuse augmente les teneurs en MgO, en Ni et en Cr de ces dernières mais ne semble avoir aucune conséquence significative sur leurs teneurs en éléments traces incompatibles et sur leurs caractéristiques isotopiques (Stern *et al.*, 1990).

La plupart des roches volcaniques mises en place au sud de 40°S, se caractérisent par des distributions en éléments traces comparables à celles des basaltes intra plaques océaniques (OIB). En effet, elles se caractérisent par un enrichissement en éléments traces les plus incompatibles, ainsi qu'en Nb et Ta (Figure III-4).

L'enrichissement en éléments traces les plus incompatibles (Rb à Ta) correspond à des teneurs 20 à 200 fois supérieures à celles du pyrolite¹ de McDonough et Sun (1995). Tous les spectres de ces laves présentent une anomalie négative en Ti, beaucoup plus marquée pour les basaltes de Praguaniyeu. Nous notons également une légère anomalie négative en Zr et Hf par rapport aux terres rares adjacentes (Figure III-4). Si les spectres étendus des basaltes de Cerro Clark et de Cerro Rio Chubut sont identiques en tout point, aussi bien d'un point de vue de leur forme que des niveaux de concentrations, ceux des basaltes de Cerro Aznare et de Praguaniyeu présentent des différences significatives. Ceux de Praguaniyeu ont des concentrations en éléments traces supérieures et leur spectre révèle une anomalie négative notoire en U. Les basaltes de Cerro Aznare ont des concentrations plus faibles pour les éléments traces (Th au Ti) et possèdent des anomalies négatives en Ti moins marquées. A ces différences, s'ajoutent les anomalies négatives manifestes en Th et U. Mais pour les éléments les moins incompatibles (Ti au Lu), leurs concentrations sont semblables à celles des basaltes de Cerro Clark et de Rio Chubut. Les basaltes de Cerro Rio Chubut (PM10) ne montrent pas le léger enrichissement en Nb et Ta par rapport aux éléments traces adjacents, comme il peut être observé pour les autres basaltes au nord (Plateau de Somoncura). D'Orazio *et al.* (2004) expliquent que les basaltes les plus primitifs ayant des anomalies négatives marquées en Nb et Ta, des concentrations en alcalins élevées et une légère anomalie négative en Ti, correspondent à des basaltes dont la source a été contaminée par du matériel (liquides ou

¹ : **Pyrolite** est un terme défini par Ringwood pour un modèle de composition du manteau supérieur (Ringwood, 1966). Sa composition s'approche de celle d'une lherzolite.

fluides) transféré par la plaque subductée, dans le coin mantellique ou à la base du manteau lithosphérique continental durant la longue histoire de subduction entre la plaque Pacifique et l'Amérique du Sud. Mis à part l'anomalie en Ti plus faible observée dans les basaltes de Cerro Aznare aucune des autres caractéristiques ne s'observe dans les basaltes des zones étudiées. Mon étude ne me permet donc pas de soutenir une telle hypothèse.



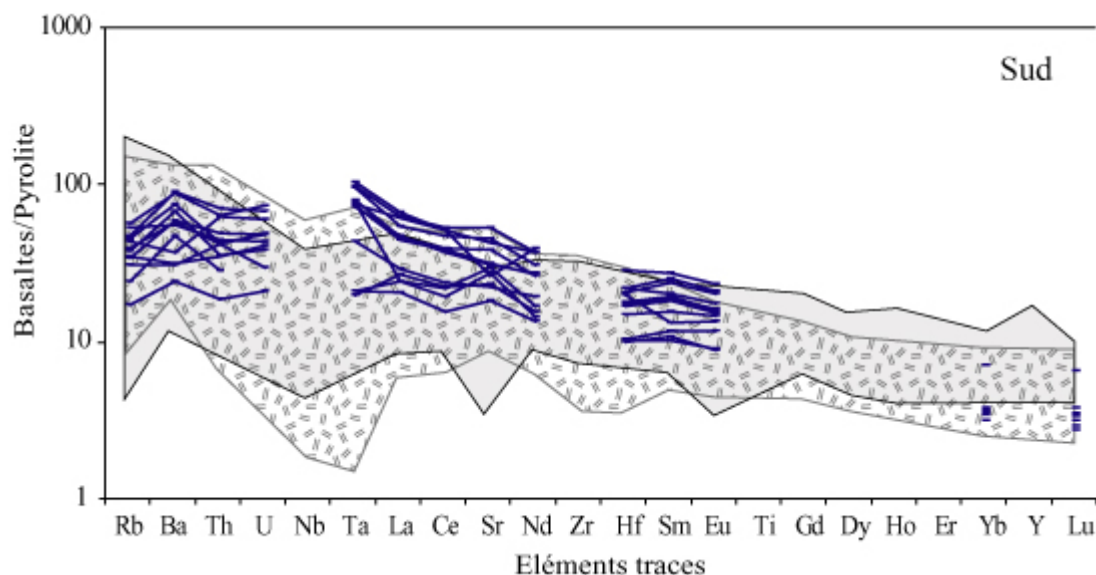


Figure III-4 : Spectre étendue des éléments traces des basaltes de Patagonie normalisés au Pyrolite de McDonough et Sun (1995). Pour plus de clarté, les basaltes ont été séparés en trois zones : Nord (40°-46°S), Centre (46°S-48°S) et Sud (48°S-52°S). La légende est identique à celle de la figure III- 2. Le champ gris clair représente les basaltes d'arrière arc SVZ (Hervé *et al.*, 1995 ; Parada *et al.*, 2001). Le champ orange pâle dans le diagramme Nord représente les laves de Plateaux (Kay *et al.*, 2006).

Toutes les laves de Patagonie, de manière générale, ont de forts rapports Ba/Ta (LILE/HFSE) et La/Yb (LREE/HREE), témoins d'une affinité magmatique de type OIB. Les basaltes de mon étude, plus particulièrement ceux du plateau de Somoncure, montrent des rapports La/Yb très élevés (Figure III-5). De telles empreintes géochimiques sont trouvées le plus souvent dans les laves sub-alkalines et dans les basaltes alcalins (D'Orazio *et al.*, 2004).

La majorité des basaltes de Patagonie ont des rapports Ba/Ta compris entre 100 et 200, valeurs proches de celles des basaltes intra plaques (Ba/Ta = 85 à 170 ; Figure III-6). Les basaltes post-plateau avec des rapports LILE/HFSE variant entre 100 et 400, constituent une exception. Au niveau du plateau de Somoncure, nous constatons un fort enrichissement en Ba par rapport au Ta (Ba/Ta = 300) dans les basaltes alcalins de Cerro Aznare, qui sont comparables aux basaltes « transitionnels », décrit par Stern *et al.* (1990), situés plus à l'Ouest et plus proche de l'arc volcanique Andin. Ces échantillons se projettent au dessus des champs des OIB (Figure III-6). Les basanites de Praguaniyeu (Ba/Ta = 75), de Cerro Rio Chubut et de Cerro Clark (Ba/Ta = 100) quand à elles sont en tout point similaires aux basaltes intra-plaques océaniques (OIB).

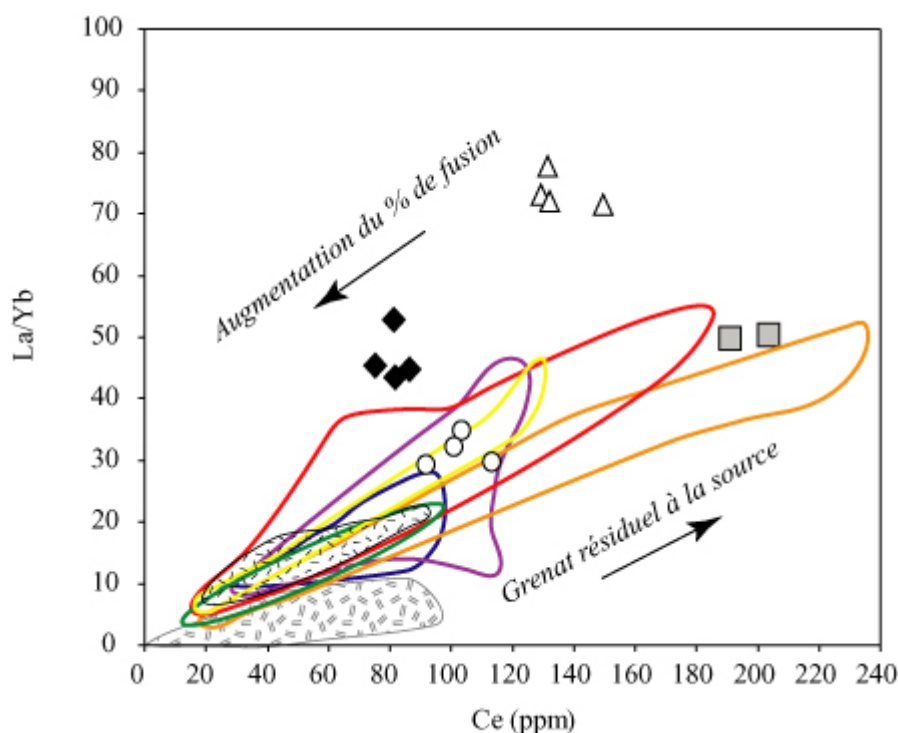


Figure III-5 : Diagramme de la pente du spectre de terre rare (La/Yb) vs les concentrations en terres rares légères (teneur de Ce en ppm) dans les basaltes montrant des pourcentages de fusion relativement faible et une augmentation des quantités de grenats résiduels à la source pour les basaltes de Praguaniyeu (carré gris). Les symboles et les sources bibliographiques sont identiques à ceux de la figure III-2.

Comment expliquer que des basaltes, provenant de deux localités (PM6 et PM10) situées à la même longitude ($68^{\circ}50'W$), ne contiennent pas la même composante « arc »? De plus pourquoi les basaltes de Cerro Clark, situé encore plus à l'ouest ($69^{\circ}29'W$), présentent-ils une affinité de type OIB plutôt que de type arc? Un élément de réponse se trouve dans la figure II-9. En effet d'un point de vue géographique, Stern *et al.* (1990) ont mis en évidence que la limite orientale de l'arc cénozoïque se situait plus à l'Est qu'actuellement, dans les terres patagoniennes, aux latitudes du plateau de Somoncura (Chapitre II).

Les basaltes de Cerro Rio Chubut ont les rapports les plus élevés en LREE / HREE ($La/Yb = 75$), alors que ceux de PM6 et PM8 avoisinent les 50, et ceux des basanites de Cerro Clark n'excèdent pas les 30 (Figure III-6). Les teneurs en Ce proche des 100 ppm pour les basaltes de Cerro Clark et de Cerro Aznare sont deux fois supérieures dans ceux de Praguaniyeu. Si de nombreux rapports d'éléments traces, nous ont permis de prédire une affinité « arc » pour les basaltes de Cerro Aznare, le rapport $La/Yb (<20)$ n'est pas en accord avec cette hypothèse.

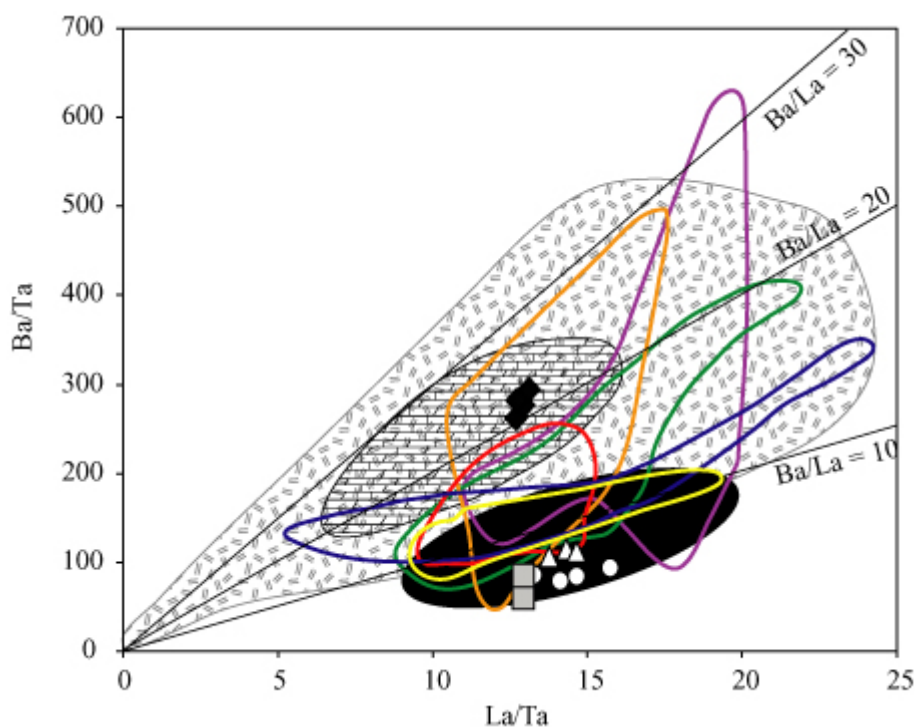


Figure III-6 : Diagramme Ba/Ta vs La/Ta des basaltes post-plateau montrant une affinité avec les laves de l'arc andin et les basaltes d'îles océaniques (OIB, champ noir). L'enrichissement en Ba est sans doute à relier à des processus crustaux (D'Orazio *et al.*, 2004). Le champ des OIB est extrait de Ramos et Kay (1992). Les symboles et les sources bibliographiques sont identiques à ceux de la figure III-2.

Les variations des rapports La/Yb observées dans la Figure III-7 peuvent être interprétées comme reflétant les variations du pourcentage de fusion des sources des laves. Le fait important dans ce diagramme, est que le rapport LREE/HREE est sensible à la présence de grenat résiduel dans la source lequel grenat retient les HREE. Le grenat est un bon indicateur de la pression et sa présence indique une source plus profonde ou des conditions du manteau de basse température pour des profondeurs plus superficielles.

Les basaltes de Praguaniyeu et du Cerro Rio Chubut, qui apparaissent comme des laves primitives, se sont formés à partir de sources mantelliques qui ont subi de plus faible taux de fusions que celles qui ont donné les basaltes de Cerro Aznare et de Cerro Clark (Figure III-5). De plus, la source des basaltes de Praguaniyeu devait contenir du grenat, ce qui s'accorde avec la présence de quelques rares enclaves mantelliques à grenat trouvées (Bjerg *et al.*, 2005) dans ce site. En effet, la présence de telles enclaves signifient que la lave porteuse provient de niveaux plus profonds que ces enclaves donc bien du faciès des péridotites à grenat.

I-4. Géochimie isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)

Les caractéristiques isotopiques en Sr-Nd des basaltes hôtes indiquent et confirment leur affinité avec les basaltes des îles océaniques (Figure III-7). Les compositions isotopiques en Sr de tous les basaltes alcalins de Patagonie sont comprises entre 0,70316 et 0,70512 (Stern, 1989).

Les laves de PM8 ont les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ les plus bas (0,704072) suivies par celles de Cerro Aznare (~0,704200) et pour terminer, les laves de Cerro Rio Chubut ont des rapports avoisinant ceux estimés pour la Terre globale (Bulk Earth, ~0,704585). Leur rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est similaire pour ces trois localités (0.512724-0.512750). Une telle variation dramatique du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour une faible variation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a déjà été décrit dans des enclaves mantelliques de Patagonie (Conceição *et al.*, 2005) et de l'Est de la Chine (Tatsumoto *et al.*, 1992). Pour expliquer ces fractionnements chimiques observés dans les systèmes basaltiques ou périclitiques, de nombreux auteurs proposent des processus chromatographiques au cours de la percolation d'un liquide dans une matrice périclitique (Navon et Stolper, 1987 ; Bodinier *et al.*, 1990 ; Vasseur *et al.*, 1991 ; Bedini *et al.*, 1997 ; Ionov *et al.*, 2002a).

Les basaltes de Cerro Clark ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faibles (0.703096-0.703214) et de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés (0.512920-0.512946), que ceux des basaltes de la zone Nord. Ils possèdent des signatures isotopiques proches de celles des MORBs (Basaltes de rides médio-océaniques) et se projettent dans le domaine HIMU (Zindler et Hart, 1986) et dans le domaine des roches volcaniques post-subductions de la Péninsule Antarctique. Les roches volcaniques de la province de Pali Aike ont des caractéristiques isotopiques identiques à celles de Cerro Clark, avec des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faibles (0,70316- 0,70333, Stern *et al.*, 1990) et des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ élevés (respectivement, 0,51291-0,51292, Stern *et al.*, 1990).

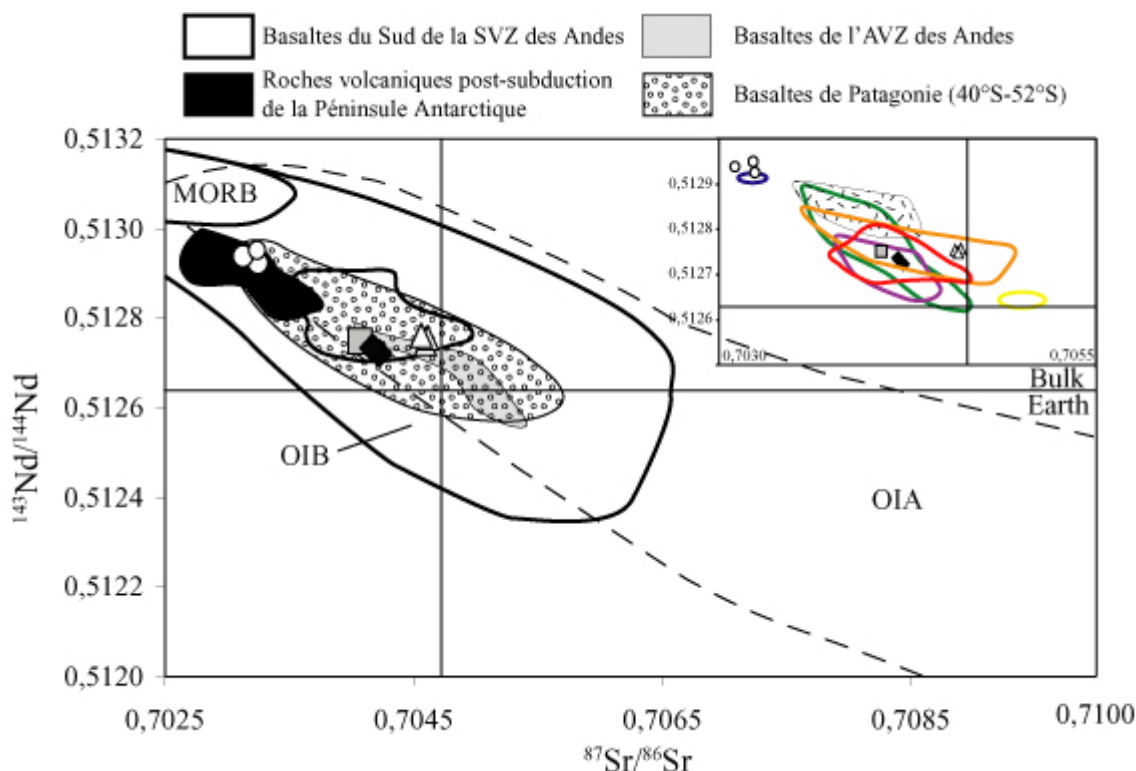


Figure III-7: Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les roches volcaniques mafiques du Cénozoïque de Patagonie. Les OIA représentent les arcs insulaires océaniques. La légende est identique à celle de la figure III-2. Dans l'encadré à droite est représenté un agrandissement (en abscisse, 0,7030 à 0,7065) de ce même diagramme dans lequel sont reportées les différents basaltes en fonction de leur localité. Les champs des OIBs, des MORBs sont issus de Zindler et Hart (1986) et de Arculus et Powell (1986). Le champs des roches volcaniques de la SVZ, de l'AVZ (Hickey et Vargas, 1986, 1989 ; Futa et Stern, 1988 ; López-Escobar et al., 1993 ; D'Orazio et al., 2003) et de la péninsule Antarctique (D'Orazio et al., 2004) sont également représentés.

En opposition, les basaltes de la Meseta Canquel ont les rapports en Sr les plus élevés de Patagonie avec 0,70480-0,70512, et les plus faibles pour le Nd, avec 0,512640-0,512650 (Stern *et al.*, 1990). Les roches volcaniques de Cerro Clark et de Pali Aike sont isotopiquement semblables aux roches volcaniques de la Péninsule Antarctique alors que les laves des autres localités de Patagonie, situées plus au Nord, sont semblables aux laves quaternaires du sud de la zone volcanique Sud (SVZ) de l'arc andin. Une corrélation entre la situation géographique et la similitude des caractéristiques isotopique, se dessine : (1) au sud de 50°S, les basaltes de Patagonie sont isotopiquement semblables à ceux de la Péninsule Antarctique, et (2) au nord de 50°S, ils sont similaires aux basaltes du sud de la SVZ de l'arc andin (D'Orazio *et al.*, 2004). Dans un tel schéma, les basaltes de Cerro Clark constituent une exception.

II- Conclusions de l'étude des laves hôtes

Les basaltes de Cerro Aznare (PM6), de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) et de Cerro Clark (PM24) sont primitifs à modérément différenciés, avec des concentrations en ferromagnésiens ($\text{Ni} > 150\text{ppm}$, $\text{Cr} > 140\text{ ppm}$) et des Mg\# (53.4-68.6) élevés. Ces laves hôtes sont des roches volcaniques alcalines, sous-saturées en silice. Elles sont majoritairement des basaltes alcalins et des basanites. Tous les basaltes montrent de fortes affinités chimiques avec les basaltes d'îles océaniques (OIB). En effet, que ce soit par leur signature isotopique enrichie en Sr et appauvrie en Nd, par les rapports élevés des LILE/HFSE, et des LREE/HREE, tout revient à dire qu'ils sont des basaltes de type OIB.

Une question se pose pour ces laves d'origine mantellique qui traversent la croûte continentale: quelle a été l'influence et l'étendue de la contamination par la croûte ? Les rapports Th/La, Ba/Ta et Ta/U similaires à ceux des OIB, ainsi que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativement faibles et les teneurs en MgO élevées pour les basaltes de cette étude, mettent en évidence l'absence de contamination significative par la croûte continentale.

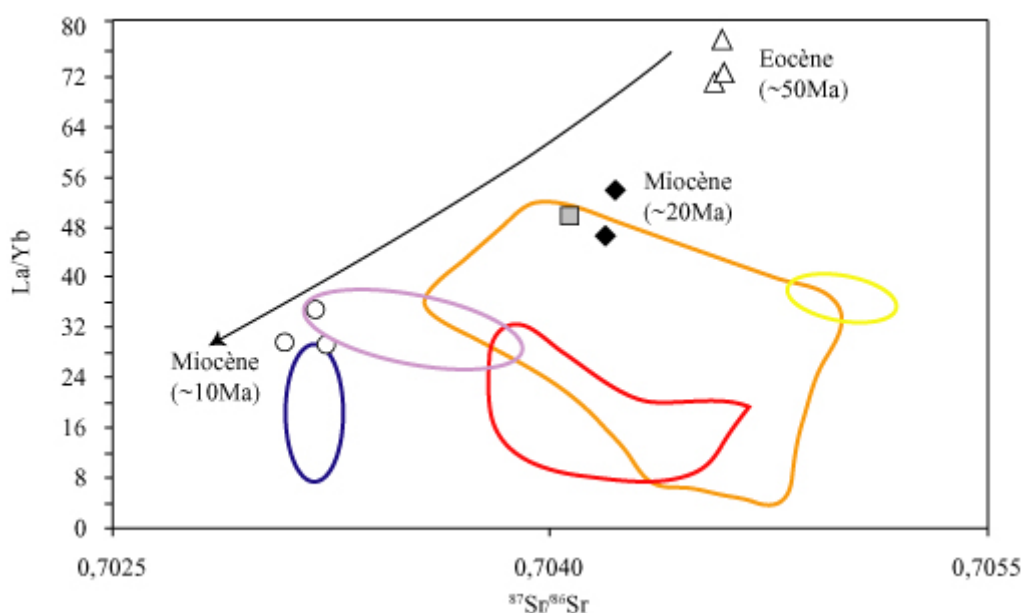


Figure III-8 : Diagramme La/Yb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des basaltes. La légende est identique à celle de la figure III-2.

Des variations chimiques et isotopiques reliées à des variations du taux de fusion des sources s'observent au niveau du plateau de Somoncura, avec à l'est, le site de Praguaniyeu qui contient les laves les plus primitives, issues de faible taux de fusion d'une même source mantellique profonde contenant du grenat résiduel (La/Yb vs Ce). Un peu plus à l'Ouest, les

basaltes de Cerro Aznare au contraire sont le résultat de taux de fusion plus importants, comme peuvent notamment en témoigner les concentrations en éléments traces plus faibles. Nous pouvons supposer que la source de ces basaltes est la même, car nous notons que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont identiques pour un même rapport en LREE/HREE (La/Yb, Figure III-8, Ce/Lu non représenté).

La source des laves de Cerro Rio Chubut (PM10) est plus radiogénique que celle de Cerro Aznare (PM6) et de Praguaniyeu (PM8), et de Cerro Clark (PM24). Les basaltes de cette dernière localité, d'une source moins radiogénique, sont semblables à ceux de Pali Aike (en bleu, Figure III-8). Le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans les basaltes de Cerro Clark correspond au rapport le plus élevé (0.512946), alors qu'il est plus faible mais équivalent pour les laves de PM6, PM8 et de PM10 (0.51275).

La variation de la composition des laves en fonction des positions géographiques (par exemple : plus ou moins proche de l'arc) est à considérer avec attention. En effet, un élément très important nous manque : l'âge de nos basaltes. Toujours par manque de matériel, la datation des basaltes m'a été impossible à réaliser². Par recoupement avec les caractéristiques géochimiques des basaltes des mêmes localités de la littérature, je peux toutefois estimer leurs âges. Mes basaltes de Cerro Aznare et de Praguaniyeu, correspondent aux basaltes d'âges 20 Ma de la séquence Post-Plateau de la Meseta de Somoncuro (Ardolino et Franchi, 1993 ; Kay *et al.*, 2006). En effet, ils possèdent les mêmes anomalies négatives en Th, U, Hf, et Ti. D'après Alric *et al.* (2002), les basaltes de Cerro Rio Chubut seraient d'âges Eocènes (~50Ma). Quand aux basaltes de Cerro Clark, ils seraient datés d'un peu moins de 11 Ma, d'après Gorrington *et al.* (1997).

Il est aisé de comprendre que des basaltes d'âges différents peuvent avoir des sources de natures différentes (manteau sous-slab, etc ...) et de plus peuvent être mis en place dans des environnements et organisations tectoniques différents. En effet, dans ce contexte en perpétuel mouvement et dans cette région du globe qui a connu en moins de 50 Ma de nombreuses évolutions, réorganisations tectoniques, etc...(Chapitre II), les éruptions et leurs

² Les échantillons sont conservés dans la collection de Porto Alegre (Brésil). L'arrêt de ma collaboration avec l'équipe du Brésil, en cours de thèse, n'a pas facilité la récupération du matériel (basaltes et enclaves) dont je pouvais avoir besoin pour mener à bien mon étude.

produits d'âges 50 Ma et d'autres de 10 Ma, n'auront pas connu la même histoire, tout comme probablement les nodules mantelliques qu'ils renferment.

Au niveau du plateau de Somoncura, et de ceux des latitudes 46°-49°S, qui recouvrent quasiment la largeur du territoire patagonien d'Est en Ouest, de nombreux travaux basés sur des basaltes de mêmes âges (Gorring *et al.*, 1997 ; Ntaflos *et al.*, 2000 ; Kay *et al.*, 2007) ont permis de mettre en évidence l'existence d'une affinité d'arc à l'ouest des plateaux alors qu'à l'Est la signature géochimique est de type OIB.

Nous notons qu'il existe une cohérence entre l'âge des basaltes et leurs rapports isotopiques en Sr et en Nd. En effet, les basaltes les plus anciens (PM10) ont des rapports en Sr élevés (Figure III-8), et en Nd similaires à ceux d'âge Miocène inférieur alors que les plus jeunes (Miocène supérieur) ont des rapports élevés en Nd et faibles en Sr (Figure III-8).

Chapitre IV : Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S).

I- Etat des connaissances

Des enclaves mantelliques ont été trouvées dans des laves alcalines au niveau de plusieurs localités de la Meseta de Somoncure : Comallo (Co), Estancia Alvarez (EA), Cerro El Mojon (CM), Laguna Fría (LF), Trafal (Tr), Prahuanique (Pr); et près de la Meseta Canquel : Paso de Indios (PI), Cerro Chenques (CC). Les études précédentes du manteau supérieur dans cette région, sont peu nombreuses et récentes : Ntaflos *et al.* (2001, 2002), Mallmann (2004), Rivalenti *et al.* (2004) et Bjerg *et al.* (2000a, 2000b, 2005).

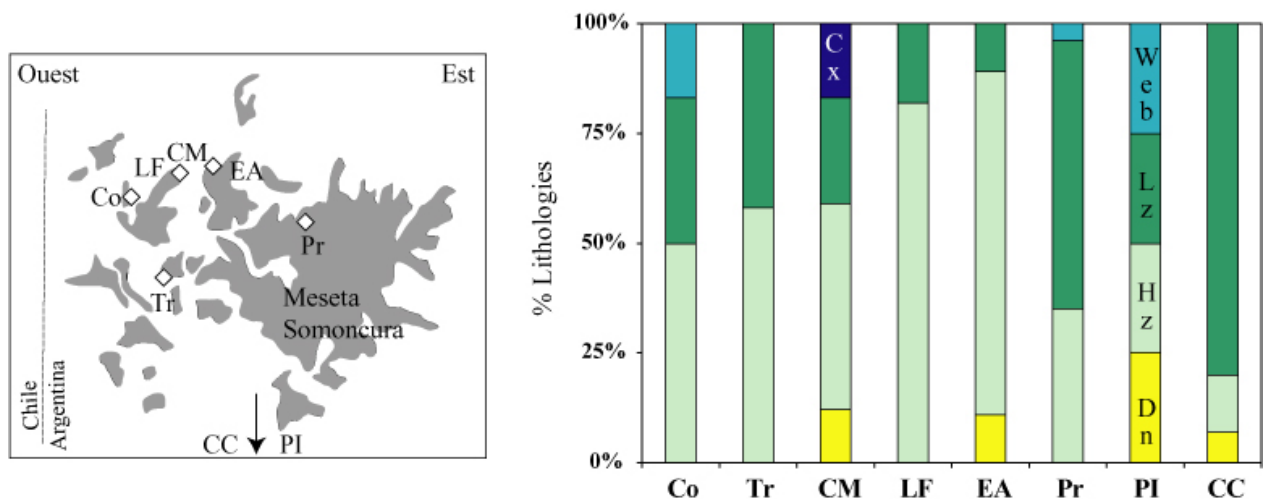


Figure IV-1 : Synthèse des différentes lithologies d'enclaves mantelliques étudiées dans les localités de la Meseta de Somoncure (carte de gauche) et de Canquel (CC et PI, Figure II-9, 13), dans les travaux de Ntaflos *et al.* (2001, 2002), Mallmann (2004), Rivalenti *et al.* (2004) et Bjerg *et al.* (2000a, b, 2005). Dn : Dunite ; Hz : Harzburgite ; Lz : Lherzolite ; Web : Webstérite ; Cx : Clinopyroxénite.

Les suites d'enclaves mantelliques étudiées jusqu'ici, dans la zone Nord, sont majoritairement des harzburgites et des lherzolites. Les pyroxénites sont peu représentées, notamment les orthopyroxénites, qui n'ont jamais été décrites. Il est à noter que le manteau échantillonné au niveau de la Meseta Canquel, contient des proportions de pyroxènes (cpx et opx) plus importantes. En effet, au niveau de ce plateau, les lherzolites et les webstérites sont les lithologies les plus abondantes alors que les harzburgites et les dunites sont moins

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

nombreuses (Figure IV-1). Les enclaves de la Meseta de Somoncuro sont majoritairement des roches à spinelle, exceptées pour certaines enclaves de Prahuanique qui contiennent du grenat (Ntaflos *et al.*, 2001, 2002 ; Bjerg *et al.*, 2000a, 2000b, 2005). Lorsque le grenat n'est pas présent, le spinelle forme des symplectites qui sont des témoins de la présence antérieure de grenat. Certaines enclaves de Comallo et Cerro el Mojon quand à elles, contiennent des amphiboles (pargasites) qui témoignent d'un événement métasomatique.

Les enclaves ultramafiques, qui sont principalement des harzburgites, évoquent un manteau sous lithosphérique appauvri (Al_2O_3 et CaO faibles). Dans les localités à l'Ouest de la Meseta de Somoncuro, les enclaves du manteau ont des compositions enrichies en terres rares légères (Light Rare Earth Element, LREE) par rapport aux terres rares lourdes (Heavy Rare Earth Element, HREE), et témoignent donc d'un épisode métasomatique (Bjerg *et al.*, 2005). Les enclaves enrichies contiennent souvent des amphiboles et des veines de verre. Dans la partie Est de ce plateau, au niveau de la localité de Prahuanique, les enclaves présentent aussi un enrichissement en LREE par rapport aux HREE et des veines de verre et des phlogopites. Ce site est le second de Patagonie, après Pali Aike, à renfermer des enclaves mantelliques à grenat. Ces harzburgites à grenats contiennent des poches de verres associées à des spinelles, olivines et clinopyroxènes. La composition chimique de toutes les enclaves du Nord de la Patagonie est caractérisée par un appauvrissement en HREE, et des enrichissements variables en MREE (Mean Rare Earth Element) et LREE. La plupart des enclaves représentent des résidus de fusion partielle, dans lesquelles des liquides ou des fluides métasomatiques ont circulés et réagis. Bjerg *et al.*, (2005), à partir de la texture et de la chimie, n'ont pas pu établir de relation entre le degré de déformation et le métasomatisme cryptique, car les échantillons à textures différentes provenaient de localités différentes. Cependant, ils ont constaté que la valeur du Cr# $[(\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})) \times 100]$ dans le spinelle est plus élevée dans les enclaves à texture porphyroclastique (> 40), que dans celles à types texturaux intermédiaires (< 35). Les températures d'équilibre estimées varient entre 950°C et 1250°C, pour des pressions variant entre 1,7 et 2,8 GPa. Les températures les plus basses sont enregistrées dans les enclaves de Comallo, alors que les plus élevées correspondent à celles des enclaves de Laguna Fria et de Prahuanique. Le gradient géothermique, très élevé, est estimé à 13°C/km, à Comallo. Il est identique à celui estimé à partir de l'étude des enclaves mantelliques de Pali Aike (Figure II-9) mais aussi au géotherme océanique. Ce géotherme est anormal pour un contexte tectonique intra-plaque continentale. Bjerg *et al.* (2005) suggèrent que les caractéristiques pétrologiques et chimiques des enclaves mantelliques de Somoncuro peuvent être reliées à la remontée

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

d'une plume mantellique dans un contexte tectonique extensif. Les enclaves d'Estancia Alvarez et de Cerro del Mojon, au Nord-Ouest du plateau de Somoncuro, sont caractérisées par des températures comprises entre 888°C et 1000°C. Cette gamme de température est identique à celle des enclaves mantelliques mises à l'affleurement plus au Sud (Paso de Indios et Cerro de los Chenques ; Rivalenti *et al.*, 2004).

A partir d'enclaves provenant de toute la Patagonie Argentine, Rivalenti *et al.* (2004) reconstituent la stratigraphie de la colonne de manteau dans le coin mantellique, avec à la base une zone à harzburgite, ce qui est en accord avec les profondeurs obtenues par Bjerg *et al.* (2005) pour leurs échantillons de la Meseta de Somoncuro. Au dessus des harzburgites, une zone à lherzolite serait présente, au sommet de laquelle les circulations de fluides et les interactions associées avec le manteau péridotitique seraient communes. Dans la partie plus superficielle, le manteau trop froid ne permettrait pas les interactions fluides/manteau. Parmi les concentrations en éléments traces des roches totales et des clinopyroxènes que ces auteurs comparent à celles déduites des modèles de « batch melting » et de « fractional melting », seules les teneurs en HREE des péridotites anhydres s'accordent avec celles de ces modèles alors que celles en LREE divergent. Bien que dans le cas des roches totales ces enrichissements en éléments fortement incompatibles comme les LREE puissent être reliés à la présence de poche de verre dont l'origine mantellique pourrait être remise en cause, dans le cas des cpx, ils attestent clairement de processus d'enrichissement intrinsèque au manteau. Les roches mantelliques de Paso de Indios sont caractérisées par de faibles teneurs en HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti). Tous les échantillons de Cerro de los Chenques ainsi qu'un échantillon de Paso de Indios sont les seuls à être caractérisés par des spectres de terres rares appauvris en LREE. Dans les autres localités du Nord, peu d'échantillons ont été étudiés, de ce fait un biais d'échantillonnage peu exister.

Les deux processus majeurs enregistrés par les enclaves du Nord sont (i) la fusion partielle, déclenchée par une arrivée d'agents métasomatiques suivie par (ii) la percolation réactive des liquides produits. La composition des liquides à l'équilibre avec les clinopyroxènes est similaire à celles des magmas d'arc de Patagonie, pour les localités les plus proches de la fosse océanique. Les enclaves du manteau d'Estancia Alvarez sont des témoins de la partie superficielle et froide du coin mantellique, percolées par de rares liquides résiduels éphémères qui par des processus de fractionnement chromatographique des éléments traces confèrent une forme en V aux spectres d'éléments traces des clinopyroxènes (Rivalenti *et al.*, 2004).

II- Etude pétrographique

La suite d'enclaves ultramafiques et mafiques, de la zone Nord Patagonie, présentée dans cette étude provient (i) des localités de Cerro Aznare et de Praguaniyeu (= Pr de Bjerg *et al.*, 2005) au niveau de la Meseta de Somoncura, et (ii) des localités de Cerro Rio Chubut (= PI de Rivalenti *et al.*, 2004 ; Bjerg *et al.*, 2005) et de Cerro de los Chenques (= CD de Rivalenti *et al.*, 2004).

II-1. Cerro Aznare (PM6)

Les laves de Cerro Aznare, situées au Nord Est de la Meseta de Somoncura (40°48'51.3''S – 68°41'01.5''W, PM6), renferment des enclaves ultramafiques de petites tailles (0.5-4 cm). La suite d'enclave est composée de nombreuses webstérites (6) et d'une harzburgite à spinelle (cf. annexe). Ce site est exceptionnel de par la prépondérance des lithologies riches en pyroxènes, et de par l'absence de l'olivine dans les webstérites.

II-1.1. L'harzburgite (PM6-B3)

La seule péridotite est la harzburgite PM6-B3. Elle est constituée d'olivine et d'orthopyroxène, de rare opaque noire mais dépourvue de clinopyroxène. L'absence de ce dernier est lié probablement à la petite taille de l'échantillon (<2cm).

Les olivines sont de grandes tailles, de 3 mm à 5 mm, aux bords majoritairement curvilignes. Elles présentent des extinctions ondulantes avec de nombreuses parois de dislocations et des sous-joints de grains. Par endroit, ces sous-joints se sont transformés en des petits grains automorphes (<1 mm), à bords rectilignes et à jonctions triples à 120°. Ces néo-grains présentent également des évidences de déformations sous la forme d'extinction ondulante. Les orthopyroxènes, craquelés, également de grandes tailles (5 mm) ont des bords curvilignes et montrent des jonctions triples à 120°. La présence de traces de déformations intra-cristallines dans l'orthopyroxène (extinctions ondulantes et sous-joints) est plus rare et n'est pas systématique. Des inclusions rondes d'orthopyroxènes s'observent dans les olivines et vice versa. La texture de cette harzburgite est de type grenue (« coarse ») dans la classification de Harte (1977).

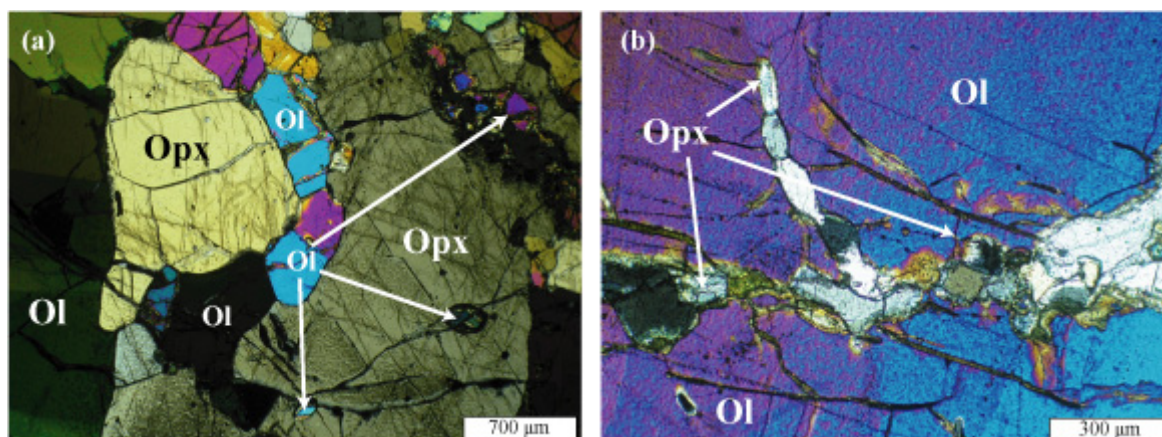


Figure IV-2 : Microphotographies de la harzburgite PM6-B3, en lumière analysée polarisée : (a) alignements d'olivines sub-automorphes (< 500 µm) entre les porphyroclastes d'orthopyroxène fracturés. (b) « chapelets » d'orthopyroxènes arrondis (< 50 µm) observés au cœur d'un porphyroclaste d'olivine.

De petits orthopyroxènes, de forme arrondie, forment des chapelets qui recoupent de grandes olivines. Des fractures reliées au basalte encaissant, remplies de petites olivines associées à quelques opaques automorphes et à du verre s'observent également. Ces fractures témoignent de l'interaction entre le basalte encaissant et l'enclave mantellique.

II-1.2. Les webstérites

Les webstérites, majoritaires, sont sans olivine et sans spinelle (PM6-C1 ; PM6-C2 ; PM6-C3 ; PM6-C5 ; PM6-C6 ; PM6-C7). Ces enclaves mesurent entre 0.5 cm et 2.5 cm.

Les webstérites ont des proportions plus importantes de clinopyroxènes que d'orthopyroxènes, exceptées pour l'échantillon PM6-C3, dans lequel l'orthopyroxène est majoritaire. Les quelques olivines et opaques présents sont automorphes, de très petites tailles (quelques 10^{aine} de microns) et clairement issues de la réaction entre les orthopyroxènes et la lave hôte. La texture de ces webstérites est en générale de type à grain moyen, avec des cristaux équiangulaires. La taille de grains est relativement homogène (1-2,5 mm). Les bordures des grains sont souvent masquées par les produits de réactions (olivines, opaques, verres) entre l'enclave et le basalte encaissant (Figure IV-3 a, b). Les webstérites PM6-C3 et PM6-C7 sont moins homogènes puisqu'elles présentent une distribution bimodale, avec de grands grains d'orthopyroxènes et des clinopyroxènes plus petits. La webstérite PM6-C6, quant à elle, montre une orientation préférentielle de ces orthopyroxènes. Les minéraux sont toujours sub-automorphes à automorphes.

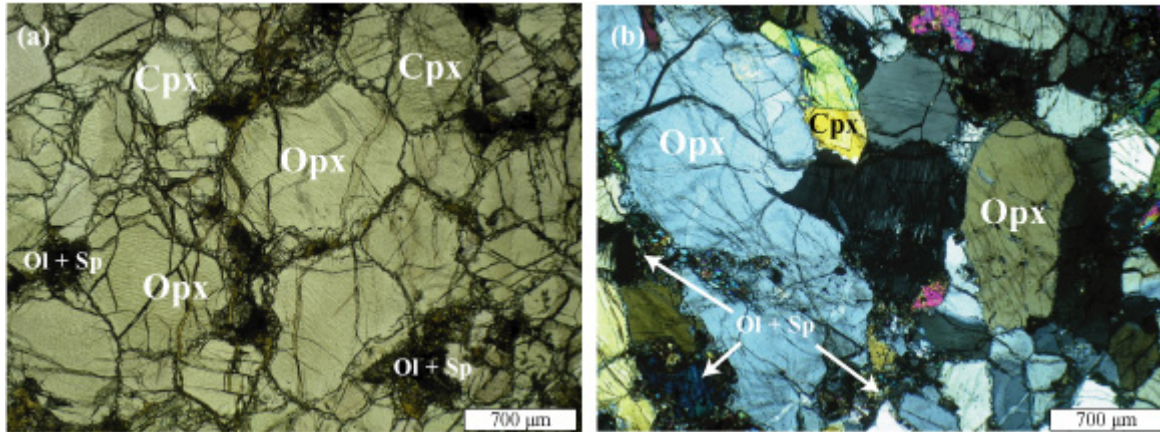


Figure IV-3 : (a) Microphotographie prise en lumière naturelle de la webstérite PM6-C1, présentant des cristaux de pyroxène homogène en taille et en forme. Ces grains de pyroxènes sont sub-automorphes avec des jonctions proches de 120°. Les limites des grains des pyroxènes sont soulignées par des amas d'olivines et d'opiques noirs. (b) La webstérite PM6-C7 présente une texture avec des tailles de grains moins homogènes, où les orthopyroxènes sont des porphyroclastes de grandes tailles aux bords courbes. Nous notons la présence d'olivine et de spinelle, comme en (a) aux joints des grains d'orthopyroxène mais également dans des fractures recoupant ces derniers.

La taille des orthopyroxènes, sous-estimée par rapport à celles des clinopyroxènes du fait qu'ils ont été rongés par la lave hôte, varie entre 0.5 - 2 mm. Les plus petits grains correspondent à des néo-grains issus de processus de recristallisation. Les plus grands orthopyroxènes présentent parfois des kink bands et des sous-joints de grains. Leurs limites de grains forment rarement des jonctions triples à 120° et sont en générale curvilignes. Les clinopyroxènes mesurant en moyenne 2 mm sont sub-automorphes et sont clivés plus ou moins intensément, exceptés dans la webstérite PM6-C3 et PM6-C7. En effet, les clinopyroxènes y sont de plus petites tailles (<0.5 - 1 mm) et interstitiels entre les orthopyroxènes. Dans tous les échantillons, des orthopyroxènes s'observent en inclusion dans les clinopyroxènes, et réciproquement, ce qui souligne leur contemporanéité.

Les webstérites PM6-C5, PM6-C6 et PM6-C7, sont les plus déformées, comme en témoignent l'aspect plié des clivages des orthopyroxènes, et les extinctions ondulantes dans les clinopyroxènes. De plus dans PM6-C6 et PM6-C7, les orthopyroxènes sont étirés, ce qui confère une orientation préférentielle à l'échantillon. Ces trois webstérites ont une texture intermédiaire entre porphyroclastique et équigranulaire (Mercier et Nicolas, 1975). La webstérite PM6-C7 a une répartition hétérogène des clinopyroxènes. En effet, ils s'observent dans deux zones distinctes et parallèlement à l'orientation conférée par les plus grands orthopyroxènes (Figure IV-3 b).

II-2. Praguaniyeu (PM8).

Dans la localité de Praguaniyeu, au nord de la Meseta de Somoncuro (41°20'09.4''S – 67°54'08.1''W, PM8), des laves alcalines renferment des enclaves ultramafiques de petites tailles (1-4 cm). La suite d'enclave présentée (cf. annexe), représentative du site, est constituée de cinq péridotites et d'une pyroxénite. Parmi les péridotites, nous disposons de quatre harzburgites (PM8-B1, PM8-B4, PM8-B8, PM8-B7), d'une lherzolite à spinelle (PM8-B6) et d'une webstérite à spinelle (PM8-C1).

II-2.1. Les harzburgites (PM8-B1, PM8-B4, PM8-B7, PM8-B8)

Les harzburgites PM8-B7 et PM8-B8 contiennent des spinelles, alors que PM8-B1 et PM8-B4 en sont dépourvues. Les harzburgites PM8-B4 et PM8-B7 ont des abondances en clinopyroxènes supérieures à celles de PM8-B1 et de PM8-B8. L'échantillon PM8-B1 tend vers une lithologie de type dunite, avec une forte abondance en olivine et très peu d'orthopyroxène et de clinopyroxène (cf. annexe). Les harzburgites ont des textures allant de porphyroclastique (PM8-B8, Figure IV-4c) à équi-granulaire tabulaire (PM8-B1 ; PM8-B7 ; Figure IV-4a, b) à grains moyens, avec position intermédiaire, la harzburgite PM8-B4 (Figure IV-4d).

Les orthopyroxènes et les olivines de PM8-B1 et PM8-B7, sont automorphes et de grandes tailles (2 à 5 mm) et sont rectangulaires, avec des jonctions triples à 120°. En moyenne, les olivines (4 mm) ont des tailles supérieures à celles des orthopyroxènes (3 mm). Dans l'échantillon PM8-B1, les olivines peuvent atteindre 1 cm.

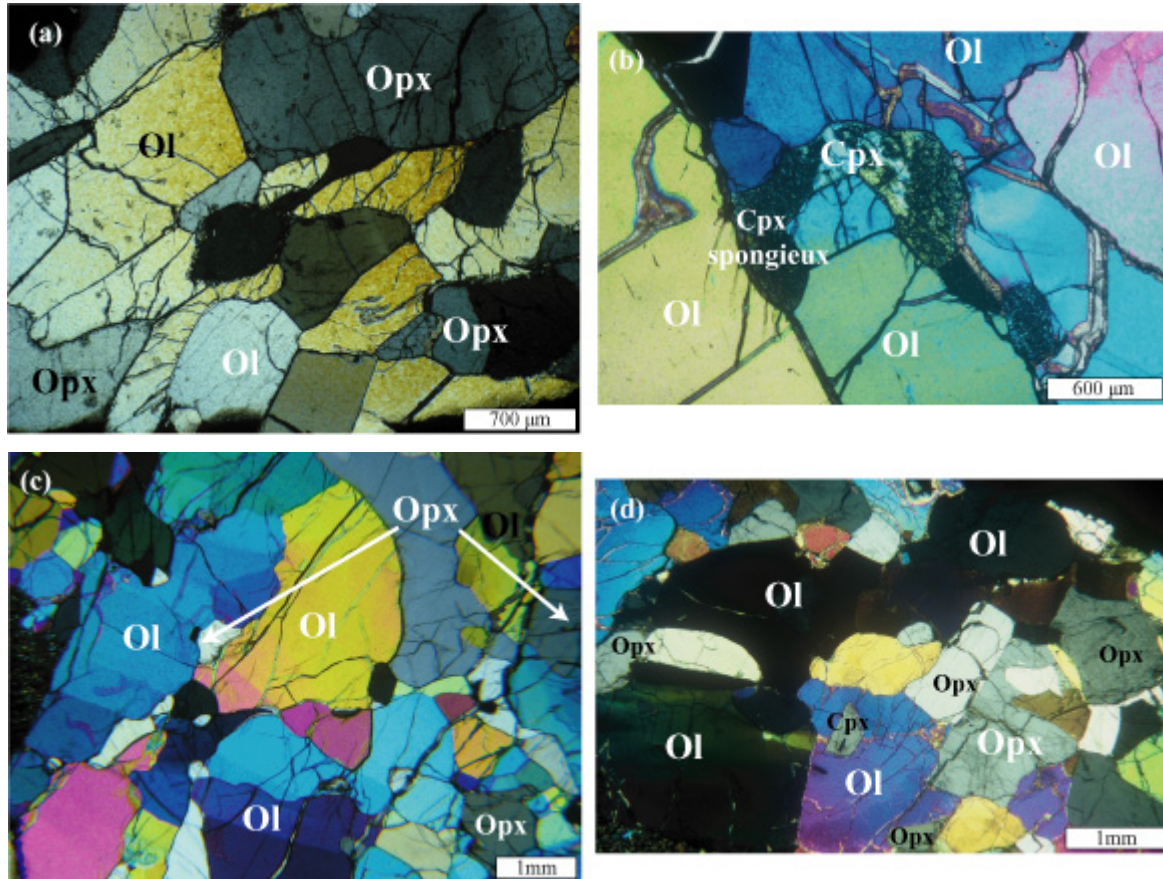


Figure IV-4: (a) La microphotographie (en LPA) de PM8-B7 illustre la texture équi-granulaire tabulaire répandue dans les enclaves de Praguaniyeu. Les olivines et les orthopyroxènes sont automorphes à sub-automorphes. Leurs dispositions confèrent une orientation préférentielle de forme à l'échantillon. (b) PM8-B1, à texture équi-granulaire tabulaire, contient des clinopyroxènes interstitiels, partiellement spongieux. L'aspect spongieux (nuageux) est formé par du clinopyroxène et du verre. (c) L'enclave PM8-B8 a une texture porphyroclastique, avec de grandes olivines étirées et déformées (extinctions ondulantes). Les orthopyroxènes sont de plus petites tailles. PM8-B4 en (d) a une texture transitionnelle entre celle de PM8-B7 et de PM8-B8 (a). Le clinopyroxène est sub-automorphe et inclut dans les olivines.

Dans l'échantillon PM8-B4, quelques orthopyroxènes sont tabulaires et les olivines sont étirées sous forme de lamelle, et présentent des kink bands et des sous joints. Les autres orthopyroxènes de cet échantillon sont pœcilitiques et emprisonnent des olivines et des clinopyroxènes. Les témoins de la déformation (kinks bands, sous joints, extinctions ondulantes) s'observent à la fois dans les olivines et les orthopyroxènes.

Les clinopyroxènes, xénomorphes et interstitiels, mesurent en moyenne 1,5 mm (Figure IV-6b). Leurs limites de grains et, parfois même, leur coeur sont spongieux. Ils sont particulièrement petits dans PM8-B7 et PM8-B4 (<1 mm). Dans cette dernière, le clinopyroxène est sub-automorphe et inclus dans les olivines (Figure IV-6d). Les spinelles

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

bruns sont, en général, interstitiels, et de petites tailles (~1 mm), mais se présentent en inclusions rondes dans les olivines.

II-2.2. La lherzolite (PM8-B6)

La lherzolite a des proportions en olivine et en orthopyroxène semblables, avec environ 6 % de clinopyroxène, et 4% de spinelle. C'est une roche à texture transitionnelle entre porphyroclastique et équi-granulaire mosaïque à grain moyen (Mercier et Nicolas, 1975). La particularité de cet échantillon réside dans la présence et la disposition des spinelles vermiculaires. En effet, tous les spinelles sont alignés au centre de la lame et se présentent seulement sous la forme d'inter croissances symplectitiques (Medaris *et al.*, 1997 ; Figure IV-5a, c).

Les olivines mesurent en moyenne 4 mm. Elles sont déformées (kink band, extinctions ondulantes) et pour certaines, elles montrent des sous grains. Nous observons de petites inclusions rondes d'olivines dans les pyroxènes. Les limites de grains des olivines sont curvilignes.

Les orthopyroxènes ont des tailles similaires aux olivines (~ 5 mm) et peuvent parfois atteindre 1 cm. Ils montrent des signes de déformations : extinctions ondulantes et sous-joints. Dans certains orthopyroxènes, nous observons de très fines exsolutions de clinopyroxène à l'aspect plié. Ces orthopyroxènes sont considérés comme « primaires », en opposition à des plus petits (50-500µm) considérés comme « secondaires », formant des chapelets qui recoupent de larges olivines. Ces olivines ont été déformées avant la cristallisation des chapelets d'orthopyroxènes, comme le suggère la continuité d'un kink band de part et d'autre du chapelet d'orthopyroxène. Les orthopyroxènes « secondaires » cristallisés sous forme de petits grains automorphes, ou « ovales » (Figure IV-5d, e) sont par endroit en relation avec les plus grands orthopyroxènes et ceux associés aux spinelles (orthopyroxènes primaires).

En s'approchant du basalte hôte, les orthopyroxènes « primaires » et les olivines sont automorphes alors que leur taille décroît. Leurs formes confèrent à l'échantillon une texture localement équi-granulaire mosaïque avec des jonctions triples à 120° (Figure IV-7f). En contact direct avec la lave de petites olivines automorphes de tailles inférieures à 0,5 mm apparaissent.

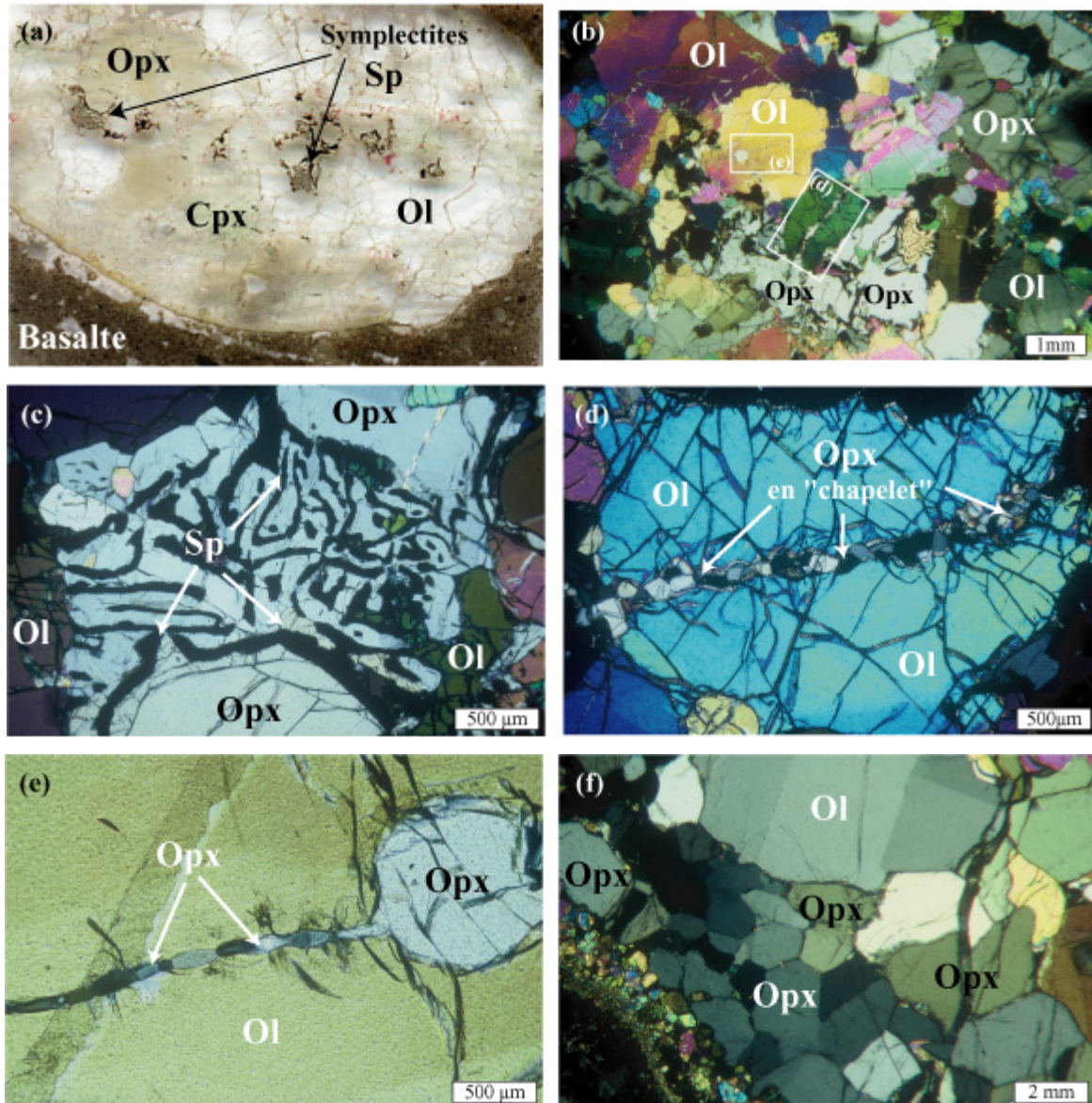


Figure IV-5 : L'échantillon PM8-B6, est une petite enclave ronde de 4 cm. Sur la photographie de la section épaisse de l'échantillon en (a), nous remarquons l'alignement des symplectites de spinelle. Sur la microphotographie (b), en LPA, la taille des grains est hétérogène. Les orthopyroxènes, également de grandes tailles sont associés aux spinelles. Les cadres représentent les emplacements des microphotographies (d) et (e). (c) Symplectites de spinelles associé aux orthopyroxènes et localement à des olivines. Cette texture particulière serait le résultat de la transformation de grenat en spinelle, lorsque l'échantillon est passé des conditions P-T du faciès des péridotites à grenat à celles du faciès des péridotites à spinelle. En (d), la microphotographie, en LPA, illustre les chapelets d'orthopyroxène, qui sont largement répandus dans PM8-B6. (e) Chapelet d'orthopyroxène rattaché à une inclusion d'orthopyroxène dans une olivine. La microphotographie (f) illustre la texture équi-granulaire mosaïque en bordure de l'enclave PM8-B6.

Les clinopyroxènes ont une taille inférieure (<2 mm) à celle des autres minéraux. Le long de leur clivage, nous observons des baguettes de spinelles. Les clinopyroxènes sont

déformés (extinctions onduleuses) et par endroit, ils montrent des jonctions triples à 120°. De petites inclusions de clinopyroxène s'observent dans des orthopyroxènes. Certains clinopyroxènes, proche du contact avec le basalte hôte, ont des bordures spongieuses fines. Les symplectites à spinelle-pyroxènes ont des tailles comprises entre 0,5 et 1 mm. Dans ces symplectites, le spinelle est toujours étroitement associé à des orthopyroxènes et des olivines, mais pas systématiquement à des clinopyroxènes. Ces symplectites caractérisées par des spinelles bruns vermiculaires (Figure IV-5c), ont été décrites dans de nombreuses enclaves remontées par des basaltes alcalins et des kimberlites, de part le monde. De nombreuses hypothèses sur leurs origines ont été proposées : (i) exsolution à partir d'enstatite alumineuse, (ii) réaction grenat -olivine, (iii) cristallisation à partir d'un magma réagissant avec un grenat, (iv) rupture à haute pression et haute température de phase de type AB_2O_4 (oxyde) ou encore, (v) démixtion non stoechiométrique à partir d'un clinopyroxène riche en Ca-Al-Cr (Medaris *et al.*, 1997). Dans le cas de notre échantillon, il est raisonnable de penser qu'une telle texture s'explique par les hypothèses (ii) et/ou (iii). En effet, Ntaflos *et al.* (2001, 2002) et Bjerg *et al.* (2005) ont trouvés des xénolites mantelliques à grenats, sur ce même site.

II-2.3. Webstérite à spinelle (PM8-C1)

La webstérite à spinelle est constituée majoritairement de clinopyroxène (~60 %) et d'orthopyroxène (~39%) et de rare spinelle et est dépourvue d'olivine. Elle a une texture pegmatitique. Les minéraux mesurent jusqu'à 1 cm (Figure IV-6a, b).

Le clinopyroxène, sub-automorphe, mesure en moyenne 8 mm. Il présente de larges et grandes lamelles d'exsolutions d'orthopyroxène (~10 μ m). Entre ces grandes lamelles, nous observons de plus fines lamelles (<10 μ m). Perpendiculairement à ces dernières, des petits cristaux losangiques (marron en lumière naturelle) s'observent, et semblent être du spinelle (Figure IV-6a, b et d).

Les orthopyroxènes interstitiels sont totalement dépourvus d'inclusion de spinelle dans leurs clivages. Toujours de tailles inférieures aux clinopyroxènes, l'orthopyroxène aux limites de grains curvilignes, semble s'insérer entre les clinopyroxènes et est presque toujours dépourvu d'exsolutions (Figure IV-8a, b). Seul deux cristaux sub-automorphes d'orthopyroxène montrent de très fines lamelles (<< 10 μ m) de clinopyroxène. Les pyroxènes de grandes tailles présentent des « kink band » et certains mêmes des sous-grains. Les spinelles bruns (200 μ m) forment des chapelets de « petits boudins » autour des orthopyroxènes (Figure IV-6c). Le spinelle semble avoir été exsolvé par l'orthopyroxène. Le

clinopyroxène est, donc, dans cette roche la première phase minérale à cristalliser, suivi par l'orthopyroxène interstitiel.

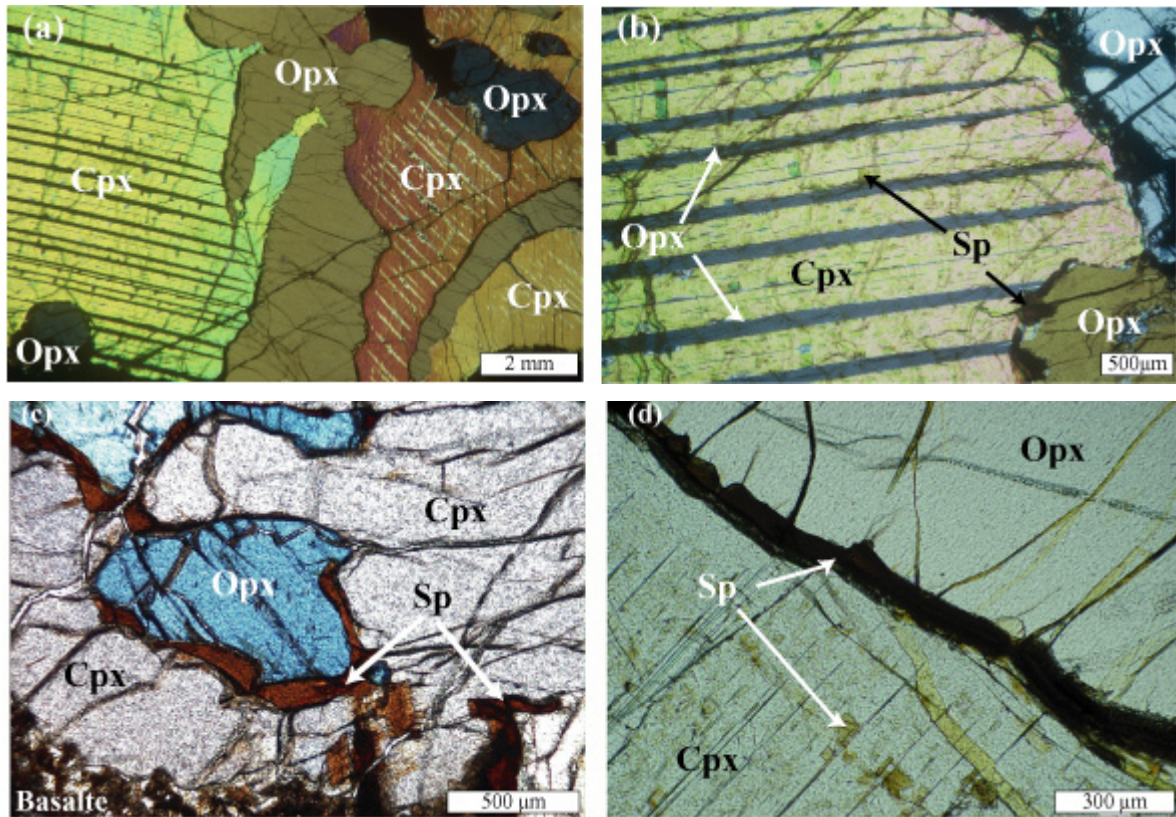


Figure IV-6 : La webstérite PM8-C1 a une texture pegmatitique (a), où les orthopyroxènes sont interstitielles avec des bordures courbes, ou en inclusion dans les clinopyroxènes. Ces derniers contiennent des exsolutions d'orthopyroxènes (b) et des baguettes de spinelle le long de leurs clivages alors que les orthopyroxènes en sont dépourvus. (c) Le spinelle brun est interstitiel, et borde les grains d'orthopyroxènes. (d) illustre la présence du spinelle sous forme de « boudin » interstitiel, aux joints de grains.

II-3. Cerro Rio Chubut (PM10)

La localité de Cerro Rio Chubut (PM10, 43°38'39.3''S ; 68°56'22''W) se situe à proximité de Paso de Indios, entre la Meseta de Somoncura et la Meseta Canquel, dans des épanchements basaltiques d'âge Eocène. Les enclaves mantelliques de ce site, échantillonnées par des basanites, sont de très petites tailles (0,8-2 cm). La suite se compose de nombreuses harzburgites (9) et de quelques lherzolites (2) et webstérites (3). La particularité de cette localité est de contenir des enclaves mantelliques à phlogopite (cf. annexe).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Parmi les harzburgites, huit échantillons (PM10-b1, PM10-B1a, PM10-B1b, PM10-B2, PM10-B3, PM10-F1abis, PM10-E2 et PM10-C1) sont anhydres et à spinelle. La harzburgite PM10-F1a est la seule à être dépourvue de spinelle et à contenir de la phlogopite. Les lherzolites PM10-F1b et PM10-F2, sont à spinelle et phlogopite. Parmi toutes ces webstérites dépourvues d'olivines, PM10-D2 est à spinelle alors que PM10-E1 et PM10-E3 n'en contiennent pas. La texture, quelque soit le type lithologique, est à grain moyen.

II-3.1. Les harzburgites à spinelle (PM10-b1, PM10-B1b, PM10-B2, PM10-B3, PM10-F1abis, PM10-E2 et PM10-C1)

Les harzburgites à spinelle sont déformées. En effet, la majorité d'entre elles ont une texture porphyroclastique (PM10-b1 ; PM10-B1b ; PM10-B3 ; PM10-F1abis ; PM10-E2 ; PM10-C1) et seul l'échantillon PM10-B2 présente une texture de type équigranulaire mosaïque. Les enclaves à textures porphyroclastiques présentent une distribution bimodale des grains et une proportion en porphyroclastes d'olivines supérieure à 10% (Figure IV-7a). L'abondance en clinopyroxène est toujours inférieure à 5%, et descend à moins de 1% pour PM10-F1abis, PM10-E2, PM10-b1 et PM10-B1b. L'échantillon PM10-b1 est une harzburgite à la fois pauvre en cpx mais aussi en opx. Les abondances en spinelle n'excèdent jamais 3%, et sont en général proches de 1%.

Les olivines, de grandes tailles (4-8 mm), sont déformées, allongées et présentent de nombreuses extinctions ondulantes. Certaines peuvent mesurer jusqu'à 1 cm, comme par exemple dans PM10-B3 et PM10-B1b. La plupart des porphyroclastes d'olivine ont des bordures courbes, avec peu de jonctions triples. Dans l'échantillon PM10-B1a, le nombre de porphyroclastes est plus faible. Les évidences de processus de restauration sont nombreuses : kink bands, sous-joints et polygonisations à 120°. De nombreux grains d'olivines automorphes, de taille comprise entre 1,5 et < 0,5 mm, issus de la recristallisation des porphyroclastes s'observent également. Une déformation plus marquée caractérise l'échantillon PM10-b1 et se matérialise par l'orientation préférentielle des porphyroclastes et des néo-grains tabulaires d'olivines.

Les orthopyroxènes, souvent fracturés, peuvent atteindre 4 mm. Les orthopyroxènes automorphes et polygonaux, issus de la recristallisation des gros porphyroclastes, mesurent moins de 500 µm. Parmi les orthopyroxènes de petites tailles, certains sont sub-automorphes et interstitiels, clivés ou parfois mêmes inclus dans des porphyroclastes d'olivines. Parfois, de

rare et fines lamelles d'exsolutions s'y observent. Généralement les néo-grains automorphes, de petites tailles, sont limitrophes des gros porphyroclastes. Les orthopyroxènes aux limites curvilignes dans PM10-B1b, sont parfois clivés et pliés.

Les clinopyroxènes, de très petites tailles, interstitiels, ont une taille qui n'excède pas 500 μm . Quelquefois leurs bordures sont spongieuses. Dans PM10-C1, les clinopyroxènes sont sub-automorphes et contiennent des inclusions rondes d'olivines. Les harzburgites PM10-E2 et PM10-B2 contiennent une plus grande quantité de clinopyroxène que les autres échantillons, mais ces clinopyroxènes ont toujours une taille inférieure à 500 μm . L'échantillon PM10-B1a est par contre totalement dépourvu de clinopyroxène.

Le spinelle est brun, interstitiel, de petite taille (0.1 à 1mm) et souvent associé aux orthopyroxènes. Les plus petits spinelles sont sub-automorphes et/ou peuvent être en inclusion dans les olivines (PM10-B1a).

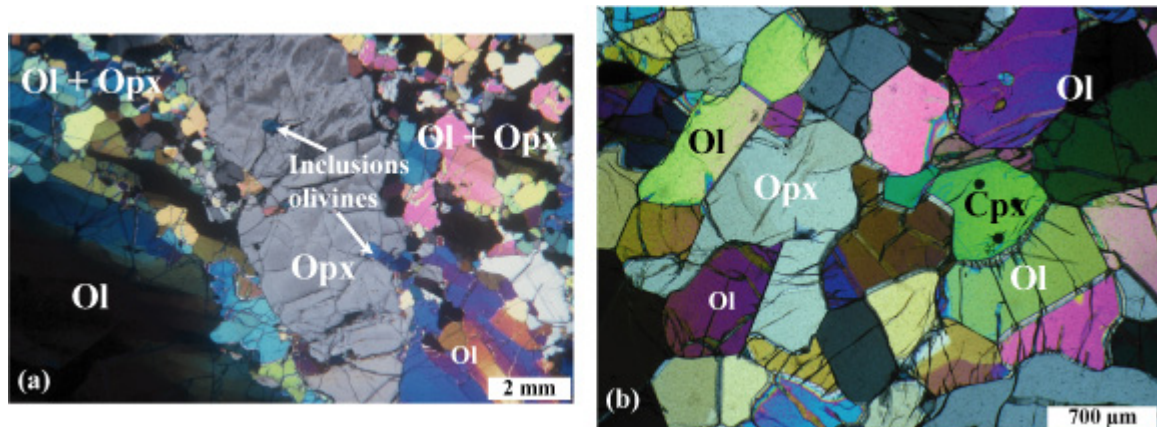


Figure IV-7: (a) La texture porphyroclastique à gros grains est répandue parmi les harzburgites (sur la photo : échantillon PM10-B1b). La harzburgite PM10-B2 est unique par sa texture de type équi-granulaire (b).

La harzburgite à spinelle PM10-B2 est unique au niveau de cette localité de par sa texture de type équi-granulaire tabulaire/mosaïque (Figure IV-7b), et par sa plus grande abondance en spinelle et en clinopyroxène, que dans les autres harzburgites. Les limites de grains sont rarement curvilignes, et au contraire, majoritairement rectilignes. Les olivines ont une taille qui varie entre 0,5 et 3 mm et forment des polygones, alors que la taille des orthopyroxènes peut atteindre 5 mm. Ce sont les olivines qui confèrent la texture équi-granulaire avec leurs jonctions triples à 120°. Les orthopyroxènes ne montrent pas de déformations évidentes avec seulement quelques rares extinctions ondulantes, tout comme les olivines. Le spinelle brun foncé se présente sous forme de feuille de chêne, ou interstitiel en languettes fortement

associées aux pyroxènes. Les clinopyroxènes sont de petites tailles (500µm) sub-automorphes ou interstitiels. Aucun clivage ne s'observe dans les pyroxènes.

II-3.2. Les péridotites à phlogopite (PM10-F1a, PM10-F1b et PM10-F2)

Parmi les enclaves de Cerro Rio Chubut, trois d'entre elles contiennent de la phlogopite. Ces xénolites mantelliques sont de très petites tailles, notamment la harzburgite sans spinelle PM10-F1a (0,5 x 0,6 cm). Les deux autres échantillons, plus gros (1 x 4 cm) sont des lherzolites, dont une contient spinelle (PM10-F2) et l'autre non (PM10-F1b). La harzburgite à phlogopite a une texture intermédiaire entre le type porphyroclastique et le type équi-granulaire, alors que les lherzolites à phlogopites présentent toutes deux une texture de type équi-granulaire tabulaire.

Dans la harzburgite, les olivines mesurent moins de 3 mm, et montrent des extinctions ondulantes. Les orthopyroxènes de grande taille également (2 mm) sont fracturés et clivés, et parfois se présentent sous des formes tabulaires de plus petite taille (1 mm). Ces orthopyroxènes sont parallèles au long côté des baguettes de phlogopites. Certains orthopyroxènes sont inclus dans les olivines. La proportion d'orthopyroxène dans la harzburgite est supérieure à celle de l'olivine, et à celle de l'orthopyroxène dans les lherzolites qui sont formées de 30% de pyroxènes, avec légèrement plus de clinopyroxènes que d'orthopyroxènes. Les proportions de phlogopite sont proches voire similaires à celles du clinopyroxène. La phlogopite, brune, forme des baguettes longues de 1 à 2 mm. Elle est disposée parallèlement aux grains d'olivines allongés. Elle apparaît comme parfaitement à l'équilibre dans la paragenèse mantellique et non, sous forme interstitielle, comme il est commun de l'observer dans d'autres nodules mantelliques de Patagonie comme dans ceux de la région de Pali Aike (Stern *et al.*, 1999 ; Kempton *et al.*, 1999a ; Chapitre VI). Cependant, au niveau de leurs clivages et de leurs bordures, nous notons la présence d'une couronne de déstabilisation constituée essentiellement d'olivines, d'opakes, de feldspaths et de verre. Cette couronne est considérée comme tardive et liée au transport de l'enclave par la lave hôte (Figure IV-8 a). Les cristaux tabulaires d'olivines sont longs de 2 à 5 mm, et peuvent contenir des parois de dislocations (sous-joints) parallèles à leurs bords les plus longs. Les orthopyroxènes sub-automorphes, sont parfois spongieux (PM10-F2). Dans la lherzolite PM10-F1b, les orthopyroxènes sont parfois déstabilisés par la lave hôte (petites olivines en baguettes automorphes). La plupart des clinopyroxènes ont une texture intégralement

spongieuse, cependant quelques grains ont leur cœur préservé (Figure IV-8 a). Les clinopyroxènes interstitiels sont parallèles aux rectangles d'olivine et aux phlogopites, et ont des tailles variables allant de 1 à 2 mm. Le spinelle brun clair, interstitiel, xénomorphe, a une taille variant entre <0,5 et 2 mm.

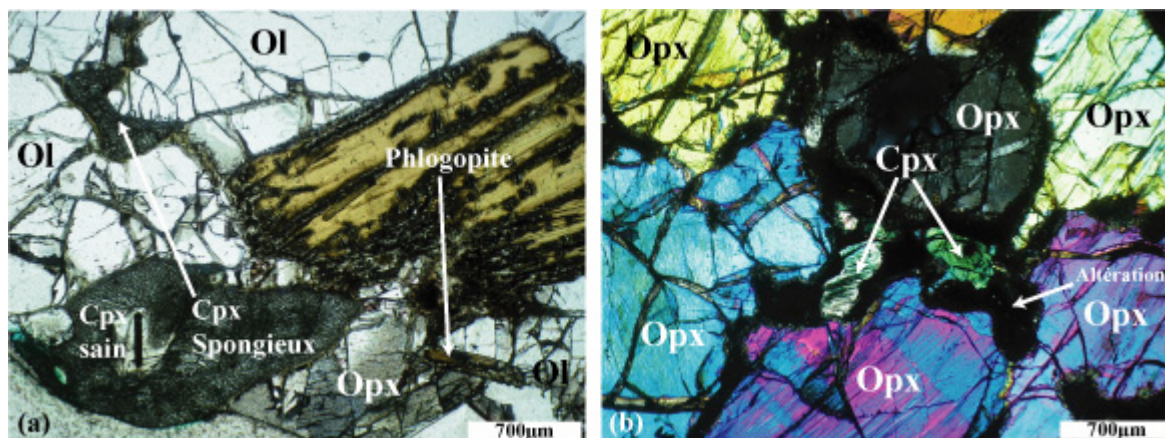


Figure IV-8: (a) Microphotographie en LN de PM10-F2. Les clinopyroxènes, sub-automorphes, sont partiellement voire totalement spongieux. La trace noire au cœur du clinopyroxène (cpx sain) correspond à la zone ablatée par le laser, lors de l'analyse in situ des éléments traces. En (b), la webstérite PM10-E3, a une texture équi-granulaire (semblable à PM6-C1) et présente aux joints de grains des traces d'altération par la lave hôte.

II-3.3. Les webstérites (PM10-D2, PM10-E1 et PM10-E3)

Ces webstérites sont très riches en orthopyroxènes par rapports aux clinopyroxènes, et se rapprochent en termes de lithotype des orthopyroxénites à clinopyroxènes. Leur texture est de type porphyroclastique (PM10-D2 et PM10-E1) ou de type équi-granulaire à grains moyens (PM10-E3). La webstérite PM10-D2 est la seule à contenir du spinelle, et toutes sont dépourvues d'olivines mantelliques.

Les clinopyroxènes de grande taille pouvant mesurer jusqu'à 5,5 mm sont fortement clivés. Les orthopyroxènes (1 à 4 mm) sont sub-automorphes, clivés et déformés avec des extinctions ondulantes. Les gros pyroxènes sont souvent fracturés alors que les pyroxènes de plus petites tailles (1 à 2 mm) sont sub-automorphes et montrent des jonctions triples à 120°. Le clinopyroxène s'observe parfois en petite inclusion (<100 µm) dans l'orthopyroxène et vice versa. Dans la webstérite PM10-E3, les clinopyroxènes sont plus petits (1-2 mm) que les orthopyroxènes. Les orthopyroxènes ont des bordures spongieuses seulement dans

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

l'échantillon PM10-E1. La déformation est particulièrement bien marquée dans la webstérite PM10-E1, avec des clinopyroxènes et des orthopyroxènes étirés sous forme de rubans, accompagnés parfois par des sous-grains. Les rubans de clinopyroxènes peuvent mesurer jusqu'à 3,5 mm de long et leurs bordures sont curvilignes. Des indices, tels que des extinctions simultanées de plusieurs grains de pyroxènes situés côte à côte lorsque nous tournons la platine du microscope, permettent de concevoir que la taille des grains pouvait atteindre jusqu'à 10 mm avant la déformation dans la webstérite PM10-D2. Les spinelles, dans PM10-D2, sont de couleurs noirs, arrondis, interstitiels et de taille inférieure à 250 μm . Les olivines présentes dans PM10-E1, correspondent aux produits de réactions entre la lave et l'orthopyroxène mantellique.

Tous les joints de grains de la webstérite PM10-E3, sont remplis par des produits issus de l'interaction avec la lave (verre, spinelle euhédrique, baguettes d'oxydes, Figure IV-10b). Ces produits d'interactions cachent les joints de grains, mais la forme générale automorphe des pyroxènes reste claire. La texture est à grains moyens, automorphes, et de type mésocumulat. A la jonction entre les grands orthopyroxènes, les petits clinopyroxènes sont agglomérés (Figure IV-8b).

II-4. Cerro de Los Chenques (PM12).

Une suite de douze enclaves mantelliques constituée de quatre lherzolites à spinelles, d'une harzburgite, de six webstérites à spinelles et olivines, et d'un échantillon composite (orthopyroxénite dans harzburgite) a été sélectionnée pour étudier le manteau supérieur sous la localité de Cerro de los Chenques (44°52'19"S - 70°03'57"W). Tous les échantillons sont anhydres et contiennent du spinelle. Ils ont été échantillonnés dans des brèches pyroclastiques et dans des bombes volcaniques. Les enclaves ont des tailles comprises entre 5 et 10 cm. Les lithotypes et les compositions modales sont reportées dans l'annexe.

Les compositions modales des péridotites ont été calculées à partir des compositions chimiques des roches totales et de chaque phase minéralogique constitutive. Pour cela, j'ai réalisé une minimisation sous Excel et comparé aux résultats obtenus par le logiciel PETMIX basé sur la méthode de LeMaitre (1979). Les modes des webstérites ont été estimés sous le microscope, car les analyses chimiques sur roches totales ne semblent pas correspondre aux échantillons que j'ai étudié en section épaisse. Le plus bel exemple est celui de PM12-17. Par observation microscopique, cet échantillon est constitué par plus de 60% de pyroxènes

(Figure IV-10a), or par le calcul du mode avec PETMIX, j'obtiens : 61% Ol + 28% Opx + 8% Cpx + 4% Sp, ce qui correspond à une lherzolite. De ce fait, je préfères ne pas considérer les estimations obtenues avec les analyses chimiques roches totales pour les webstérites, car je ne les ai pas réalisées personnellement (analyses réalisées au Brésil, Université de Porto Alegre), et je favorise mes estimations faites aux microscopes.

Les pyroxènes de toutes les enclaves de Cerro de los Chenques sont dépourvus de clivages. Tous les échantillons montrent une altération brun-rouge qui affecte principalement les olivines.

II-4.1. Les lherzolites à spinelle (PM12-48, PM12-12, PM12-15, PM12-13)

Les lherzolites à spinelle (PM12-12; PM12-13; PM12-15; PM12-48) ont des textures transitionnelles entre porphyroclastiques et équi-granulaires mosaïques, à l'exception de la lherzolite PM12-48 qui présente une texture typiquement porphyroclastique (Mercier et Nicolas, 1975). Cette dernière est une enclave fortement « altérée » ce qui lui donne un aspect général de couleur rouille. Cependant certains clinopyroxènes et olivines de grandes tailles apparaissent plus frais (Figure IV-9a).

Les orthopyroxènes et les olivines forment des porphyroclastes de 3-5 mm. Les plus gros présentent des kink bands et des extinctions ondulantes et sont bordés par de petits néo-grains automorphes (1 mm) avec des jonctions triples. Les kink bands sont plus répandus et mieux développés dans PM12-48 que dans PM12-15. Les clinopyroxènes se présentent communément sous forme de grains arrondis à automorphes, de petites tailles (<0,5 -1 mm). Dans la lherzolite PM12-48, nous observons un grand clinopyroxène (3 mm), aux bordures curvilignes et spongieuses. Le spinelle brun se présente généralement sous forme de petits grains (0,3-0,8 mm) xénomorphes interstitiels (« feuille de houx », Mercier et Nicolas, 1975), plus rarement sub-automorphes et est associé aux pyroxènes. Seul le spinelle de PM12-48 qui est brun plus foncé se distribue dans l'échantillon de manière aléatoire. Des poches (« melt pockets »), mesurant entre 0,7 et 1,5 mm et constituées de verre, d'olivine (ol-2), de clinopyroxène (cpx-2) et d'orthopyroxène (opx-2) automorphes s'observent dans PM12-48. Leurs formations semblent être liées à des processus de décompression des clinopyroxènes au cours de la remontée de l'enclave, ou à une infiltration de la lave hôte.

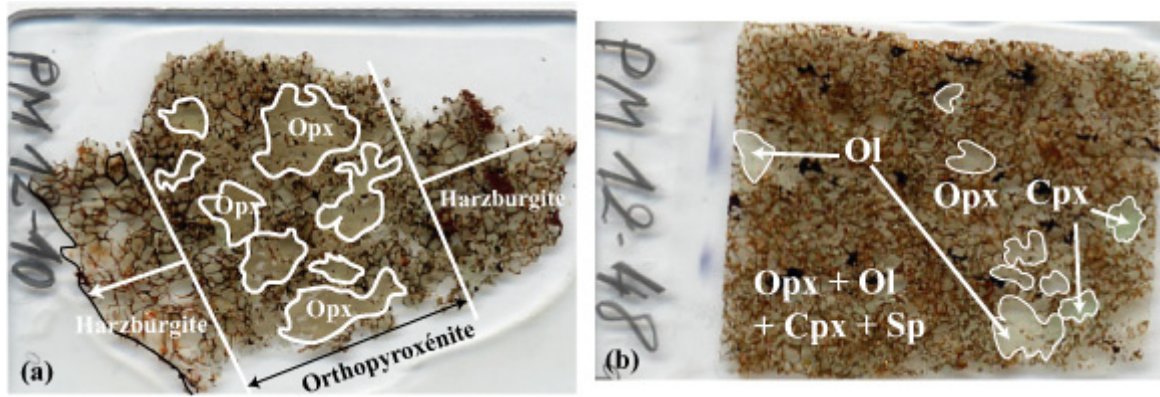


Figure IV-9: Photographies des sections épaisses de l'échantillon composite PM12-10 (a) et de la lherzolite PM12-48 (b). Nous notons l'altération rouge typique des minéraux des échantillons de Cerro de Los Chenques. Les orthopyroxènes au cœur de l'orthopyroxénite sont de grandes tailles, aux bords courbes, comparés à ceux contenus dans l'encaissant (harzburgite). Dans PM12-48 (b), des olivines, des orthopyroxènes et des clinopyroxènes de grandes tailles par rapport au reste de l'échantillon sont dépourvues de l'altération rouge.

II-4.2. La harzburgite à spinelle (PM12-26)

La harzburgite a une texture proche du type équigranulaire tabulaire (Mercier et Nicolas, 1975) et caractérisée par une orientation préférentielle de forme. Elle est constituée d'olivine et d'orthopyroxène et de très peu de spinelle et de clinopyroxène. Les olivines et les orthopyroxènes sont sub-automorphes à automorphes, mesurent de 2-3 mm, et forment des jonctions triples à 120°.

Deux types de clinopyroxènes sont observés. Le premier (Cpx-1) est associé aux orthopyroxènes et aux olivines, alors que le second type (Cpx-2) se situe dans les fractures d'un spinelle, qui montre des évidences de déstabilisation en plagioclase ($<5\mu\text{m}$) suivant la réaction : clinopyroxène + orthopyroxène + spinelle \rightarrow olivine + plagioclase. Le Cpx-1 se présente sous forme de petits grains (environ 1 mm) sub-automorphes interstitiels, avec des bordures spongieuses curvilignes, alors que Cpx-2, de bien plus petite taille (0,2 mm), est automorphe. Le spinelle brun (0,4-0,6 mm) apparaît sous forme de grains sub-automorphes interstitiels.

II-4.3. Le xénolite composite: Orthopyroxénite dans une harzburgite (PM12-

10)

L'enclave composite (PM12-10) est composée d'un niveau riche en orthopyroxène (orthopyroxénite), bordé par un niveau plus riche en olivine (harzburgite, Figure IV-9a).

L'encaissant harzburgitique a une texture équi-granulaire, à tendance tabulaire, et se compose d'olivine et d'orthopyroxène qui ont des tailles comprises entre 1 et 2 mm. L'orthopyroxénite montre une texture transitionnelle entre porphyroclastique et équi-granulaire (Mercier et Nicolas, 1975), avec de grands porphyroclastes d'orthopyroxènes (5 mm) et de petits néoblastes automorphes (1 mm). Les clinopyroxènes en général de petites tailles (<500µm) se concentrent près du contact entre le niveau riche en orthopyroxène et le niveau riche en olivine. Les spinelles noirs sont de tailles inférieures à 0,5 mm, et s'observent dans les interstices.

Les bordures des spinelles et des clinopyroxènes montrent de fins liserés (<0,1 mm) spongieux dans presque tous les échantillons, à l'exception de PM12-12 et PM12-27.

II-4.4. Les webstérites à olivine et à spinelle (PM12-02, PM12-17, PM12-27, PM12-05, PM12-41, PM12-19)

Les webstérites à olivine et spinelle (PM12-5, PM12-17, PM12-41, PM12-2, PM12-27, PM12-19) sont majoritaires dans la suite d'enclaves ultramafiques de Cerro de los Chenques. Elles ont une texture transitionnelle entre porphyroclastique et équi-granulaire mosaïque d'après la classification de Mercier et Nicolas (1975), et semblables à celles des lherzolites, à l'exception de PM12-19 qui présente une texture équi-granulaire, avec de grands orthopyroxènes automorphes (8-9 mm ; Figure IV- 10b). Seule la webstérite PM12-27 présente une orientation préférentielle de forme.

Dans les webstérites à texture transitionnelle, les porphyroclastes d'olivines et d'orthopyroxènes mesurent 4 mm, et sont bordés par quelques néo-grains automorphes (1 mm). La proportion de porphyroclaste est inférieure à celle des néo-grains. Dans la webstérite équi-granulaire, les pyroxènes et les olivines sub-automorphes mesurent en moyenne 2-4 mm, et forment de rares porphyroclastes.

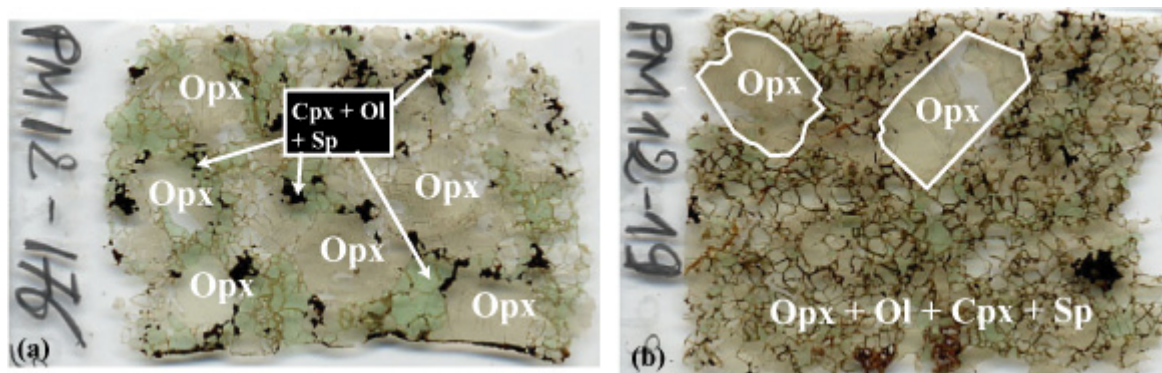


Figure IV-10: (a) Webstérite à spinelle et à olivine PM12-17. Les clinopyroxènes (cpx), les olivines (ol) et les spinelles (sp) noirs sont associés et forment un réseau autour de grands orthopyroxènes. (b) Webstérite à spinelle et à olivine PM12-19. Deux orthopyroxènes automorphes (rectangle) long de 10 mm, font de ce xénolite mantellique une exception. PM12-19 est riche en orthopyroxènes.

L'échantillon PM12-19 contient deux grand orthopyroxènes automorphes (Figure IV-12b), bordés de petits grains (1000-500µm) de clinopyroxènes, d'olivines, et d'orthopyroxènes automorphes montrant des jonctions triples. Les autres grands orthopyroxènes qui sont de plus petites tailles (1-2mm) sont sub-automorphes et non déformés. Contrairement aux autres échantillons, les olivines sub- à automorphes (1-2 mm) montrent des kink bands.

Quelque soit l'échantillon, le clinopyroxène est sub-automorphe, avec une taille moyenne de 0,5 mm, pouvant atteindre près de 2 mm dans certains échantillons. Les plus grands forment des jonctions triples, tandis que les plus petits sont arrondis, ou présentent des bordures curvilignes et sont interstitiels. Les spinelles bruns montrent une texture vermiculaire, sont associés aux clinopyroxènes arrondis, et peuvent renfermer des inclusions d'olivine, excepté dans PM12-05 et PM12-41. Les plus grands spinelles atteignent 2,5 mm, alors que les plus petits, interstitiels n'excèdent pas 0,5 mm. La webstérite PM12-17 présente une organisation des phases minéralogiques particulière (Figure IV-12a). En effet, les clinopyroxènes associés aux spinelles et aux olivines, forment un réseau interstitiel autour de grands orthopyroxènes (4 mm). Cette organisation s'observe de manière plus atténuée dans PM12-19.

II-5. Réactions/interactions entre les xénolites et les laves hôtes

Les enclaves de la zone Nord sont les plus petites enclaves présentées dans cette étude du manteau de Patagonie, et s'observent toujours piégées dans le basalte hôte. Elles présentent des marques d'interactions nettes avec cette lave hôte. Ces évidences d'interactions sont

décrites et étudiées dans ce paragraphe afin de bien les distinguer des paragénèses et autres caractéristiques purement mantelliques. Les observations microscopiques qui témoignent d'interactions entre les nodules de péridotites et les laves hôtes sont nombreuses et correspondent à : (i) des fractures reliant le basalte et le cœur du nodule et remplis de petits opaques noirs automorphes similaires à ceux observés dans les basaltes, (ii) la décomposition de l'orthopyroxène au profit d'olivine, de clinopyroxène, d'opaques secondaires et de verre, (iii) la croissance de clinopyroxène brun au contact dans la lave et (iv) des couronnes noires en bordure des spinelles.

Il est commun que les orthopyroxènes (opx) au contact de laves alcalines à sub-alcalines se déséquilibrent, et se désagrègent pour cristalliser des olivines, des clinopyroxènes, des opaques et du verre. Cette dissolution est l'événement le plus proéminent, lors du périple d'une enclave péridotitique dans une lave hôte sous-saturée en silice (Shaw *et al.*, 1998). Le liquide secondaire formé par la dissolution d'orthopyroxène peut assister le processus d'infiltration aux joints des grains et favoriser l'apparition de surcroissance automorphes d'olivine. La réaction peut ne pas être une simple réaction congruente car le phénomène est particulièrement développé lorsqu'il existe un contact franc entre l'orthopyroxène et le magma hôte (Figure IV-13a, b; Arai *et al.*, 1994, 1995). Le degré d'interaction entre l'orthopyroxène et la lave hôte reflète partiellement le temps passé par le xénolite dans le basalte. Finalement les olivines mantelliques au contact de la lave hôte montrent des signes de « grignotage » qui leur confèrent des bordures dentelées (Figure IV-11a, b).

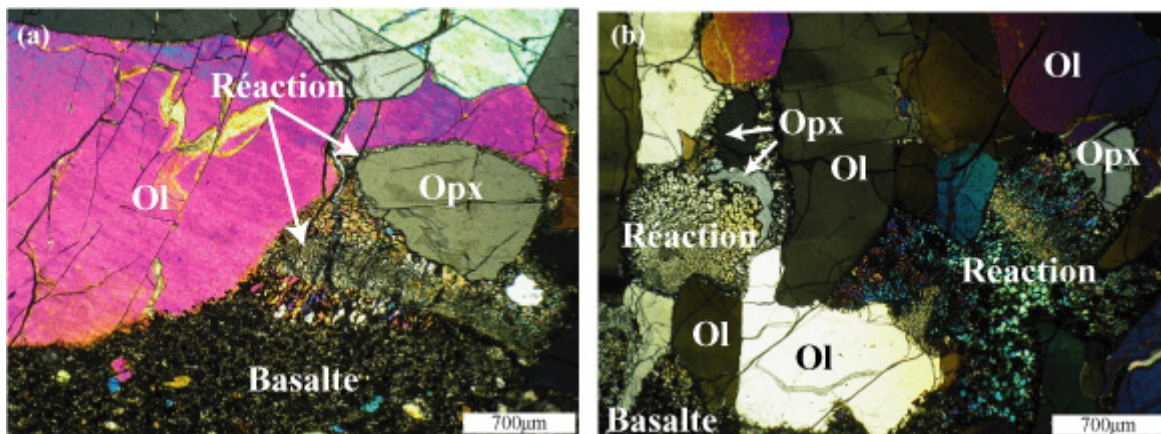


Figure IV-11: Microphotographies (LPA) de deux échantillons de Praguaniyeu. Les observations faites pour ces deux échantillons sont valables pour des xénolites d'autres localités. (a) Un orthopyroxène de la harzburgite PM8-B4, réagit avec le basalte, pour former une large zone de réaction. L'assemblage réactionnel secondaire, réparti en une structure double avec au centre des grains fins et de part et d'autre, des grains plus grossiers, se compose de verre, d'olivine, de clinopyroxène et de spinelle. Les bordures des olivines de l'enclave forment des

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

« dentelles » dans lesquelles des spinelles automorphes secondaires apparaissent. (b) Dans la harzburgite PM8-B1, les orthopyroxènes qui ne sont pas en contact direct avec la lave hôte, sont déstabilisés au profit d'un assemblage secondaire (verre + ol + cpx + sp).

Les poches de verre sont nombreuses dans les échantillons de Cerro los Chenques. Elles sont expliquées par des événements tardifs reliés à la résidence des enclaves dans le basalte hôte alcalin (Ciuffi *et al.*, 2002a,b) ou bien par la fusion des phases minérales des enclaves tels que le clinopyroxène, lors de la décompression associée à la prise en charge par la lave hôte (Laurora *et al.*, 2001).

La texture spongieuse des pyroxènes et des spinelles, s'observe dans des enclaves de toutes les localités de Patagonie. Les bordures spongieuses apparaissent poreuses (« comme une passoire ») mais en continuité optique avec le cœur du cristal non spongieux. Ce type de texture est attribuée à une fusion locale de l'enclave au cours de l'interaction avec le basalte porteur (Qi *et al.*, 1995), ou à une fusion locale avant la prise en charge par la lave, donc directement dans le manteau supérieur (Sienna et Coltorti, 1994 ; Ionov *et al.*, 1994 ; Carpenter *et al.*, 2002). Ces derniers auteurs estiment que ce processus de fusion est associé à des processus de métasomatisme mantellique. Nous notons donc que la frontière entre métasomatisme mantellique et interaction avec la lave hôte est parfois mince, et encore très mal contrainte dans certains cas.

II-6. Synthèse pétrographique

Le manteau supérieur, échantillonné par des laves alcalines à l'aplomb des Plateaux de Somoncura et de Canquel, est constitué principalement de harzburgites, de lherzolites et de webstérites. Il est essentiellement anhydre et équilibré dans les conditions du faciès des péridotites et pyroxénites à spinelle. Cependant, des évidences de déstabilisation de grenat préexistant (symplectites à spinelle) s'observent dans les enclaves mantelliques de Praguaniyeu, témoignant d'une origine plus profonde. Sur le site de Cerro Aznare, la majorité des enclaves sont des pyroxénites à spinelle.

La texture des enclaves varie du type porphyroclastique au type équi-granulaire (Mercier et Nicolas, 1975). Cette dernière est plus commune dans les péridotites de Praguaniyeu et de Cerro Rio Chubut. La texture des pyroxénites est souvent proche du type équi-granulaire, voire parfois du type mésocumulat pour les pyroxénites de Cerro Aznare.

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Le manteau de Cerro Rio Chubut contient des évidences de métasomatisme modale sous la forme de baguettes de phlogopite qui sont à l'équilibre texturale avec la paragenèse mantellique primaire. Cette localité est la seule, parmi celles du Nord, à présenter une telle évidence d'hydratation du manteau supérieur.

Quand au manteau supérieur de Cerro de Los Chenques, sa particularité réside dans les fortes proportions modales des pyroxènes, notamment des orthopyroxènes. Il est par exemple le seul site au Nord dans lequel une orthopyroxénite (PM12-10) a été observée. Certaines enclaves de Praguaniyeu (PM8) renferment des orthopyroxènes secondaires de petites tailles, alignés et formant des chapelets recoupant des grands cristaux d'olivines. Dans l'échantillon PM8-B6, ces chapelets sont en relation avec de plus grands orthopyroxènes qui forment les symplectites avec le spinelle.

III - Compositions chimiques des phases minérales

III -1. Eléments majeurs

Les moyennes des analyses en éléments majeurs et des éléments traces sont reportées en annexe (CD-ROM). Les analyses en éléments traces correspondent à une moyenne de 4 ou 5 analyses par échantillon. La légende utilisée, dans tous les diagrammes de chimie minérale des éléments majeurs et des éléments traces des enclaves mantelliques de la zone Nord de Patagonie, est représentée sur le marque-page A (annexe).

III-1.1. Olivine

Les olivines des péridotites de la zone Nord Patagonienne ont des teneurs en NiO homogènes (0,3-0,5 %), alors que leurs rapports en Fo [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{Tot}})*100$] sont variables (89-92,5 %). Les olivines des harzburgites anhydres de Cerro Rio Chubut (PM10) sont les plus magnésiennes de toute la zone Nord (Fo₉₀ à Fo₉₂), alors que les olivines des lithotypes à phlogopite de PM10, sont à Fo_{89,5}. Dans l'unique harzburgite de Cerro Aznare (PM6), la majorité des olivines sont à Fo_{89,5}, alors que celles en chapelets dans les orthopyroxènes, sont à Fo₉₀₋₉₁. Ces dernières sont semblables en composition aux olivines de la lherzolite de Praguaniyeu (PM8). Enfin les olivines des lherzolites et de la harzburgite de Cerro de Los Chenques (PM12) ont des teneurs similaires en forstérite (Fo_{90-90,5}).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

L'olivine, une des phases mineures des pyroxénites de PM12, a une composition homogène d'un échantillon à l'autre. Dans les webstérites de PM12, elles ont des teneurs en NiO (0,3-0,5 wt%) et Fo (89-90) similaires à celles des péridotites. Les olivines de l'orthopyroxénite, quand à elles, ont des rapports Fo légèrement plus faibles (88), pour des teneurs en NiO similaires.

III-1.2. Orthopyroxène

Les orthopyroxènes sont des enstatites dans tous les échantillons mantelliques de la zone Nord. Ceux des pyroxénites de Cerro Rio Chubut (PM10), et de Cerro Aznare (PM6), ont une composante ferrosilite plus importante que ceux des péridotites. Au contraire, les orthopyroxènes des webstérites de Cerro de los Chenques (PM12) et de Praguaniyeu (PM8) sont des enstatites à En% similaire à ceux des péridotites de leurs sites respectifs.

Les orthopyroxènes dans la harzburgite de PM6 sont de plusieurs types : (i) les orthopyroxènes-1 (opx-1) riches en SiO₂ (57,2-58 wt. %) et pauvres en Al₂O₃ (0,5-1,5 wt.%) ont une grande gamme de variation du rapport Mg# [$\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}) * 100$: 89,5–92,7) ; et (ii) les orthopyroxènes-2 (opx-2), formant des chapelets, sont plus pauvres en SiO₂ (55,7-56,2 wt.%) et plus alumineux (Al₂O₃ : 1,9-2,5 wt%, Figure IV-13), et sont caractérisés par de plus faibles Mg# (85-86,1 %) ; et (iii) les opx-1 déstabilisés au niveau du contact avec la lave hôte, qui ont des Mg# semblables aux opx-2, et des concentrations en silice et en aluminium proches de celles des opx-1 sains. Parmi les opx-1, le rapport Mg# varie avec l'habitus de l'orthopyroxène. Les plus magnésiens (Mg# ~ 92 %) correspondent à des opx-1 contenant des inclusions d'olivines, alors que ceux caractérisés par des Mg# de 89 à 91,5 sont de grands porphyroclastes (Figure IV-12, 13).

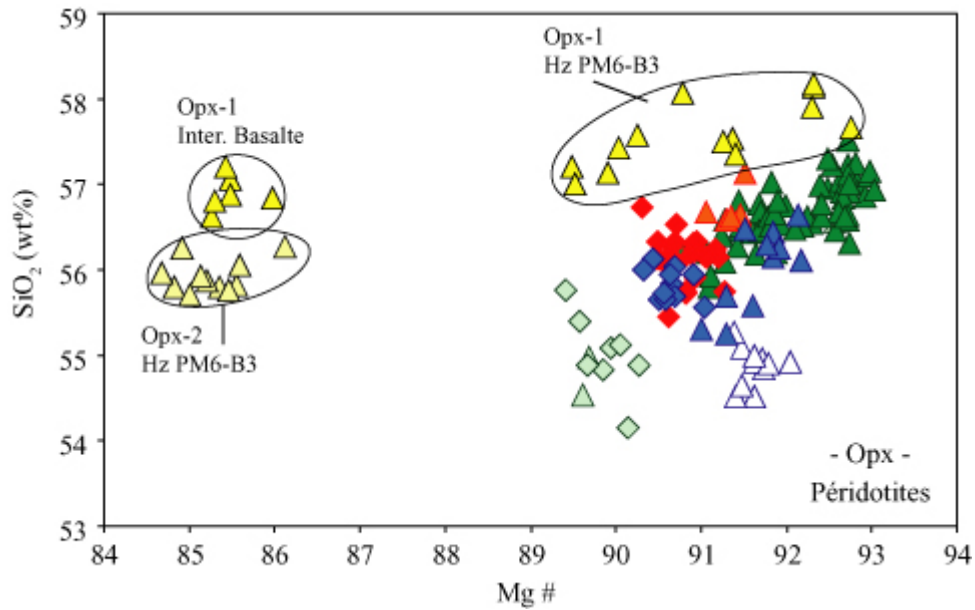


Figure IV-12: Diagramme SiO₂ vs Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{FeO}_{\text{Tot}}) \times 100$] des orthopyroxènes des enclaves péridotitiques de la zone Nord Patagonienne. La légende est présentée en annexe (marque-page A).

Les orthopyroxènes des harzburgites sans spinelle (PM8-B1 et PM8-B4) et de la harzburgite à spinelle PM8-B7, sont pauvres en silice et riches en aluminium et en chrome par rapport à la harzburgite PM8-B8, pour des rapports en Mg# identiques (91,3-91,8). Les opx de la lherzolite PM8-B6, moins magnésiens (Mg# : 90,3-91 %), ont des teneurs en aluminium de 3,5 wt% et en chrome de 0,3 à 0,5 wt%, semblables à celles de leurs équivalents dans les lherzolites de Cerro de los Chenques. Entre PM8-B6 et PM8-B8, tout comme entre les lherzolites et les harzburgites de PM12, une logique de fusion partielle se dessine avec de plus fort degré subit par les harzburgites PM8-B8 et PM12-26. Par contre les opx des harzburgites PM8-B1, PM8-B4 et PM8-B7 s'alignent selon une corrélation négative où les teneurs en silicium diminuent alors que le rapport Mg# augmente. Cette corrélation est différente de celle attribuable au processus de fusion partielle où le silicium augmente avec le Mg#. Un trend différent de celui de la fusion partielle se dessine également pour les teneurs en aluminium et chrome (Figure IV-13).

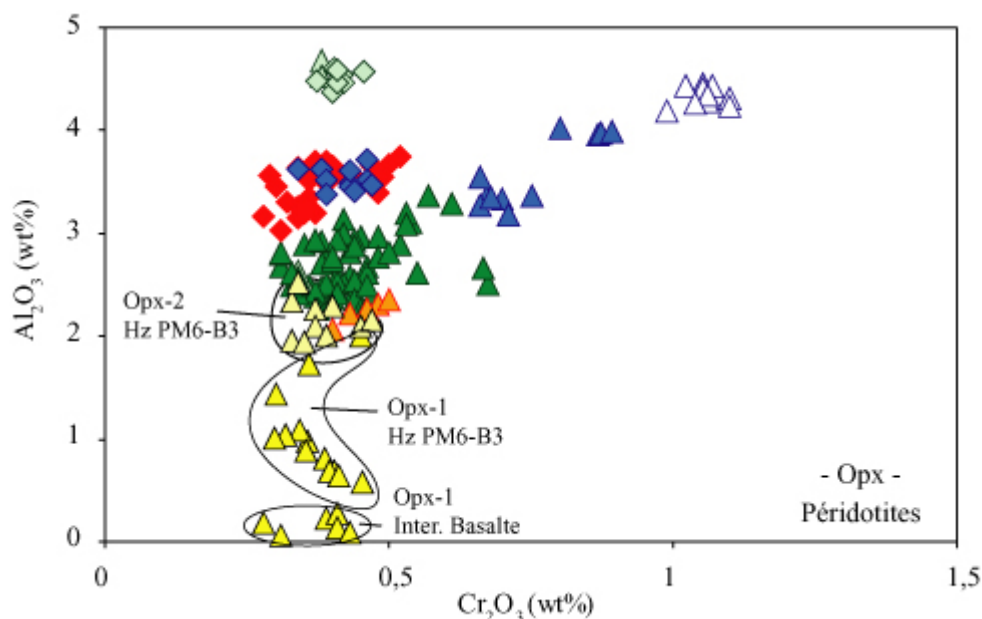


Figure IV-13: Diagramme chrome - aluminium des orthopyroxènes des enclaves périclitiques de la zone Nord Patagonienne. La légende est présentée en annexe (marque-page A). Inter. Basalte : Interactions avec la lave hôte.

Les orthopyroxènes des lherzolites et de la harzburgite à phlogopite de Cerro Rio Chubut (PM10) sont plus alumineux (4,4-4,6 wt%), moins siliceux (54-55 wt%) mais aussi chromifères (0,3-0,4 wt%) que ceux de la plupart des autres périclitites de la zone Nord patagonienne (Figure IV-12). Une légère corrélation positive entre Mg# et Cr₂O₃ s'observe entre les harzburgites et les lherzolites de PM12 et de PM8. Pour les périclitites de PM10, la corrélation n'est pas nette.

Les orthopyroxènes des webstérites de PM12 et de PM8 ont des compositions chimiques proches (Figure IV-14, 15) de ceux des périclitites de leur site. Ils sont très magnésiens (90 et 91, respectivement) par rapport à ceux des webstérites de Cerro Rio Chubut et de Cerro Aznare (80 à 84).

Parmi les webstérites de Cerro Aznare, les compositions des orthopyroxènes varient entre un pôle magnésien (Mg# : 84) chromifère et siliceux, correspondant à la webstérite PM6-C3 et un pôle plus ferreux (Mg# : 80) correspondant à PM6-C5, dans laquelle les opx sont également pauvres en chrome, en silice et riches en aluminium. Les autres webstérites contiennent des orthopyroxènes avec des compositions en chrome et silice intermédiaires (Figure IV-14), exceptés pour PM6-C6. En effet, les opx de PM6-C6 ont des Mg# de 86, et ont des concentrations en silice identiques à celles de l'opx-2 de la harzburgite PM6-B3

(Figure IV-14). Le même trend que celui défini pour les webstérites de Cerro Aznare s'observe pour les orthopyroxènes des webstérites de Cerro Rio Chubut, à l'exception de ceux de PM10-D2 qui sont plus chromifères (0,4-0,5 wt%). Les teneurs en CaO de l'opx sont homogènes d'une webstérite à l'autre (0,4 wt%).

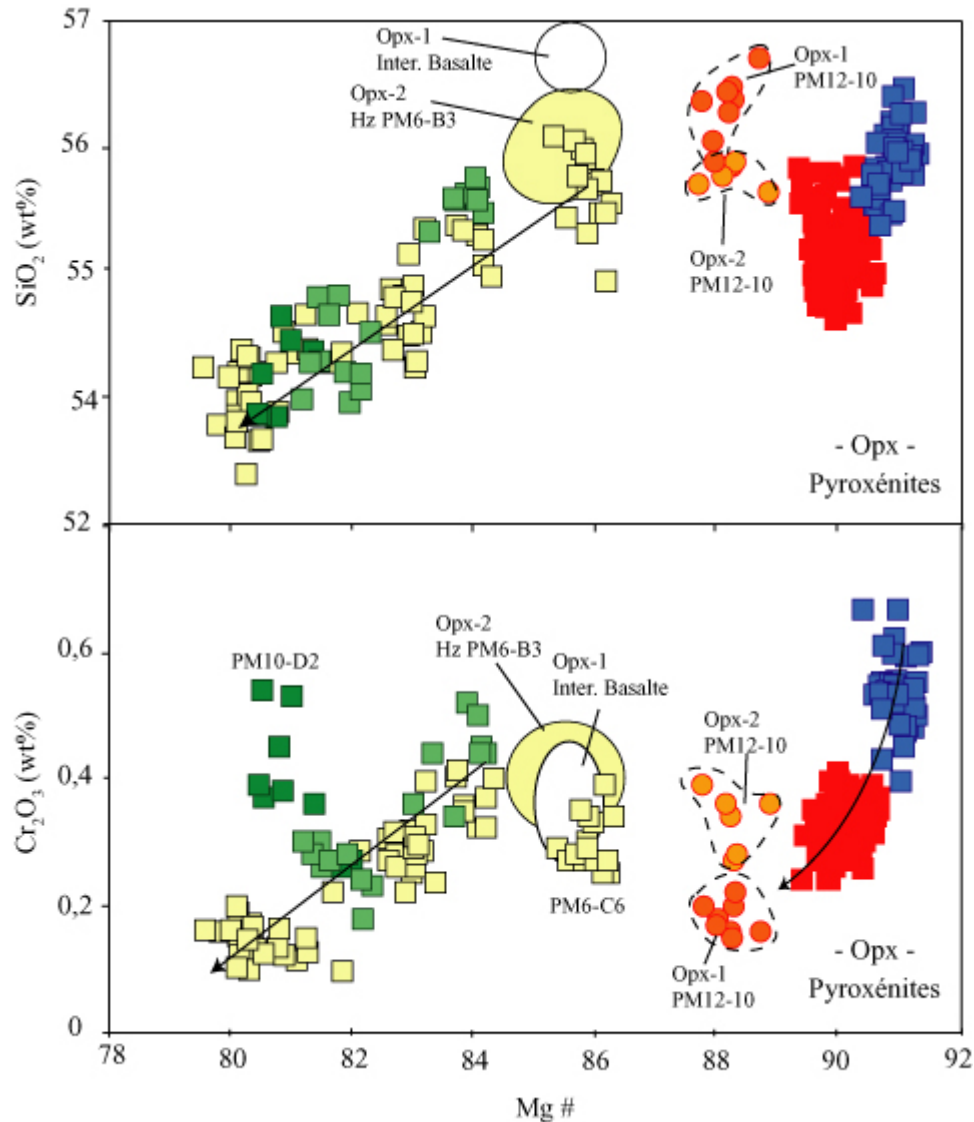


Figure IV-14 : Diagrammes SiO_2 et Cr_2O_3 vs $\text{Mg}\#$ des orthopyroxènes des pyroxénites de la zone Nord Patagonienne. La légende est présentée en annexe (marque-page A). Inter. Basalte : opx ayant interagis avec la lave hôte.

Les orthopyroxènes des webstérites de PM12 sont alumineux (Al_2O_3 : 3,9-4,8 wt%) et peu chromifères (Cr_2O_3 : 0,2-0,4 wt%) tandis que ceux de Praguaniyeu sont plus chromifères (Cr_2O_3 : 0,4-0,6 wt%) mais moins alumineux (Al_2O_3 : 3,2-4 wt %), pour des $\text{Mg}\#$ voisins (en moyenne et respectivement, 90 et 91). Tous ces opx sont plus alumineux que ceux des lherzolites des mêmes sites. L'enclave composite PM12-10 contient des orthopyroxènes dans

l'encaissant (opx-1) et dans la « veine » (opx-2). Ces deux types d'orthopyroxènes sont magnésiens ($Mg\#$: 88,5). L'opx-1 est riche en silice (55,8-56,7 wt%), mais pauvre en aluminium (2,4-2,7 wt%) et en chrome (0,2 wt%). Au contraire, l'opx-2, plus pauvre en silice (55,8 wt%), est plus alumineux (Al_2O_3 : 2,9-3,5 wt%) et chromifère (Cr_2O_3 : 0,27-0,39 wt%). Ils ont des teneurs en silice, aluminium, calcium et titane semblables à ceux des opx de la harzburgite PM12-26, mais ils sont plus pauvres en chrome pour un $Mg\#$ plus faible.

Deux corrélations positives sont observées entre le Cr_2O_3 et le rapport $Mg\#$ dans les orthopyroxènes : (i) pour les pyroxénites magnésiennes ($Mg\#$: 88-91,2 %) de PM12 et de PM8, et (ii) pour les pyroxénites moins magnésiennes ($Mg\#$: 80-84) de PM6 et de PM10. Les concentrations en Cr_2O_3 sont de 0,5-0,6 wt% (pour un $Mg\#$ de 91,2) dans les orthopyroxènes de la webstérite de Praguaniyeu et tombent à 0,2 wt% (pour un $Mg\#$ de 88) dans les opx-1 de PM12-10. Les opx-2 sortent de ce trend avec un $Mg\#$ de 88 et des teneurs en Cr_2O_3 de 0,27 à 0,4 wt%. Les teneurs en chrome dans les orthopyroxènes des webstérites de PM10 et PM6 sont de 0,5 wt% pour un $Mg\#$ de 84 et tombent à 0,1wt% pour un $Mg\#$ de 80. Les orthopyroxènes de la webstérite PM8-C1 ont des compositions en CaO, Al_2O_3 , Cr_2O_3 , SiO_2 et des rapports $Mg\#$ identiques à ceux de la lherzolite PM8-B6. Les opx des webstérites de PM12 sont légèrement plus riches en CaO et en Al_2O_3 (4-5 wt%), et plus pauvres en SiO_2 et en Cr_2O_3 que ceux des péridotites du même site, pour des rapports $Mg\#$ voisins (webstérites : 89,4-90,6 ; lherzolites : 90,3-91,3 ; harzburgite : 91-91,5). Au contraire les opx des webstérites de PM10 et PM6, sont chimiquement très différents de ceux des péridotites de leur site, notamment avec un $Mg\#$ bien plus faible (80-86).

III-1.3. Clinopyroxène

Les clinopyroxènes (cpx), toutes lithologies confondues, sont principalement des diopsides (Figure IV-18). Ce sont cependant des augites dans les harzburgites sans spinelle (PM8-B1 et PM8-B4), dans la harzburgite à spinelle PM8-B7 et dans la lherzolite à phlogopite PM10-F1b. La harzburgite PM12-26 contient à la fois des diopsides (cpx-1) et des augites (cpx-2). Les harzburgites à spinelle PM6-B3 et à phlogopite PM10-F1a sont dépourvues de clinopyroxènes.

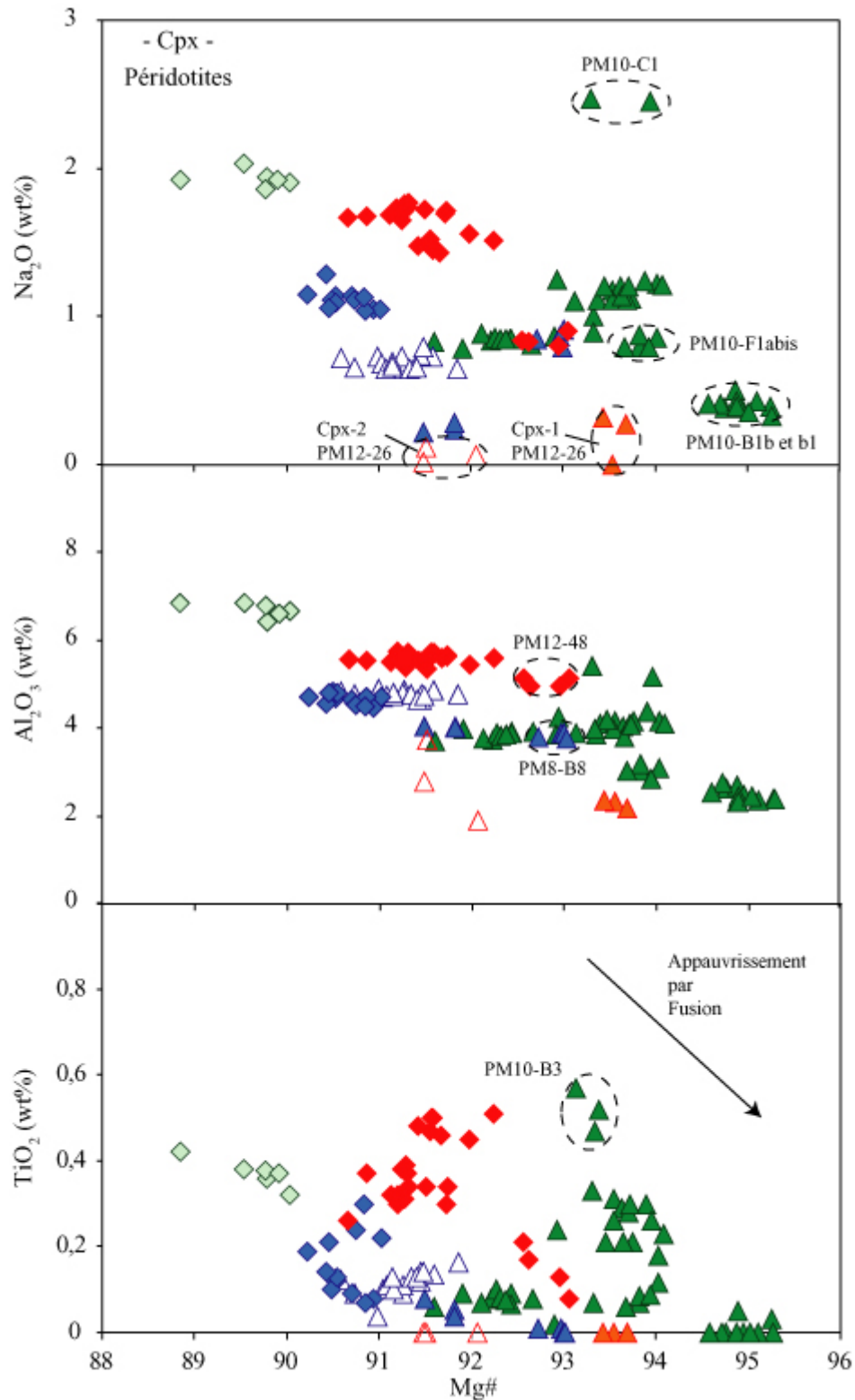


Figure IV-15 : Diagrammes Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ vs Mg# [(Mg/(Mg+FeTot)) x 100] dans les clinopyroxènes des péridotites. Rappel des légendes : les triangles correspondent aux harzburgites et les losanges, aux lherzolites. En bleu sont représentés les échantillons de PM8, en vert ceux de PM10 et en rouge-orangé, ceux de PM12. La flèche noire marque le trend d'appauvrissement contrôlé par la fusion partielle (Norman, 1998).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Les augites des harzburgites de PM8 sont à Mg# 91-92, alors que les diopsides de la harzburgite PM8-B8 sont plus magnésiens avec un Mg# de 93. Les cpx de la lherzolite PM8-B6 sont plus riches en fer (Mg# de 90 à 91). Ces derniers sont aussi alumineux (Al_2O_3 : 4 wt%) et plus sodiques (Na_2O : 1,1 wt%) que les augites des harzburgites sans spinelle (PM8-B1 et PM8-B4). Les concentrations en Cr_2O_3 dans les cpx augmentent de la lherzolite PM8-B6 (0,85 wt%) à la harzburgite PM8-B8 (1,2 wt%), conjointement au Mg#. Les augites des harzburgites sans spinelle, sont encore plus chromifères (Cr_2O_3 : 1,5-1,6 wt%) alors que celles de la harzburgite à spinelle contiennent autant de chrome que les diopsides de la harzburgite PM8-B8.

Les cpx des harzburgites de PM10 montrent une large gamme de variations du Mg#, qui va de 95 pour les cpx les plus réfractaires (PM10-B1b et PM10-b1) jusqu'à environ 92 pour ceux de PM10-B2. Les teneurs en Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2O , et TiO_2 augmentent lorsque le Mg# diminue. Les cpx de PM10-C1, moins calciques, ne suivent pas cette évolution, car en effet, ils sont plus riches en Cr_2O_3 (2,1 wt%), Al_2O_3 (5,2%) et Na_2O (2,5 wt%), alors qu'ils sont très magnésiens (Mg# : 93,3). Les cpx des lherzolites à phlogopite sont moins magnésiens (Mg# : 88,8-90) que ceux des lherzolites de PM8 (Mg# : 90,2-91) et de PM12 (Mg# : 90,7-93). Ils sont particulièrement riches en Al_2O_3 (6,6-6,8 wt%) et en Na_2O (2 wt%).

Les diopsides des lherzolites de PM12 ont des rapports Mg# compris entre 90,7 et 92, en moyenne, à l'exception de PM12-48, dont les cpx sont plus magnésiens (Mg# : 92,5-93). Leurs teneurs en aluminium, chrome, sodium et titane diminuent des lherzolites à la harzburgite PM12-26 (cpx-1). L'augite de cette dernière (cpx-2) est moins magnésienne (Mg# : 91,5-92) que le diopside (cpx-1 ; Mg# : 93,5). Cependant, ils sont tout deux, aussi pauvres en aluminium (2,8 wt% et 1 wt%, respectivement), sodium (0,06 wt% et 0,2 wt%), titane (0 wt%) et chrome (0,6 wt% et 0,8 wt%) par rapport aux cpx des autres péridotites et webstérites de PM12 (Figure IV-15).

Comme nous l'avons déjà noté pour les orthopyroxènes, les clinopyroxènes des pyroxénites (Figure IV-16) de PM8 et de PM12 ont des rapports Mg# semblables à ceux des péridotites de leur site (Mg# > 90 ; Figure IV-15). Au contraire, les cpx des péridotites de PM10 sont beaucoup plus magnésiens (Mg# : 92-95 ; Figure IV-15) que ceux des pyroxénites (Mg# : 84-88,5 ; Figure IV-16).

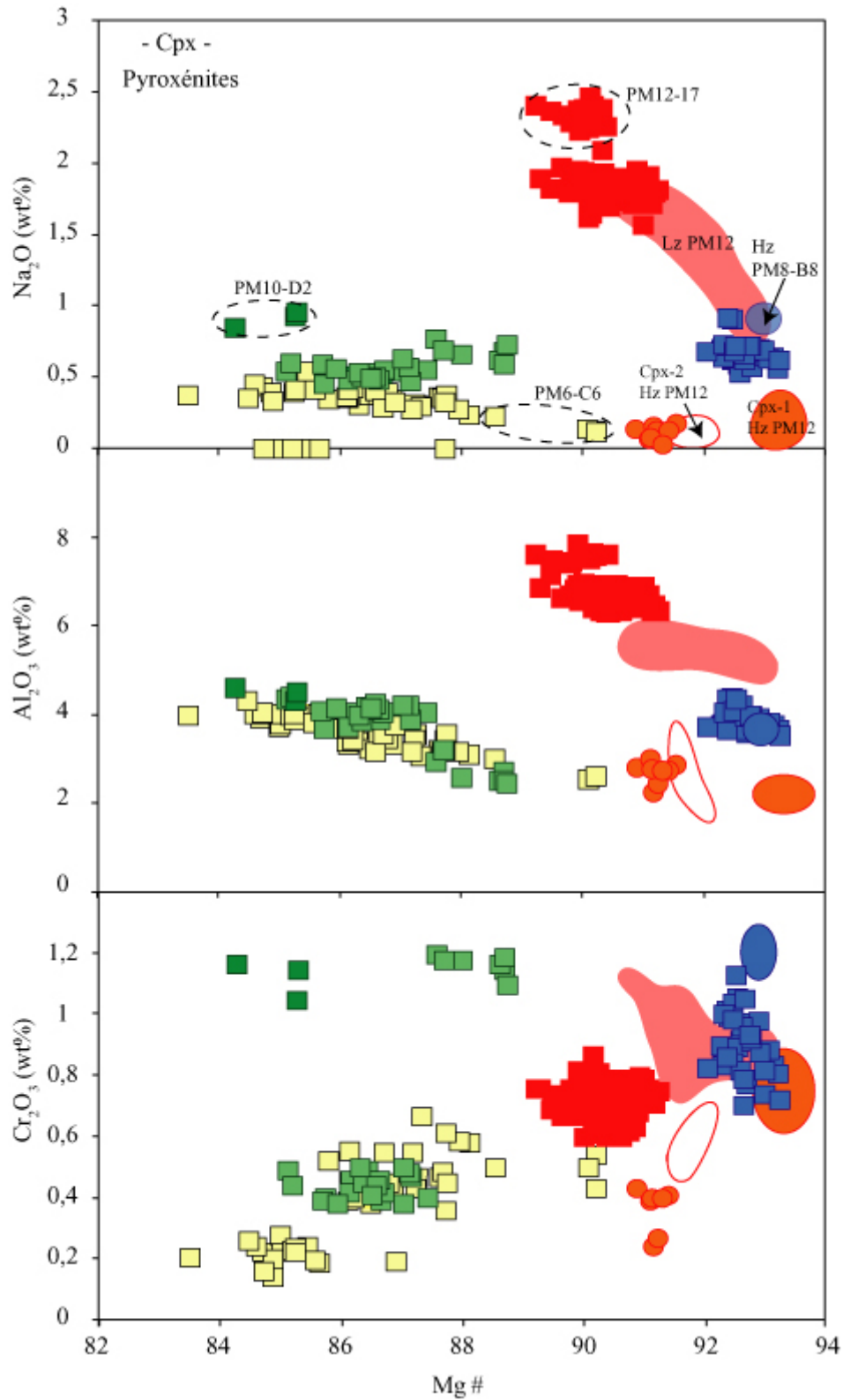


Figure IV-16 : Diagrammes Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ vs Mg# [(Mg/ (Mg+FeTot)) x 100] dans les clinopyroxènes des péridotites. Rappel des légendes : les carrés correspondent aux webstérites et les ronds aux orthopyroxénites. En jaune sont représentés les échantillons de PM6, en bleu ceux de PM8, en vert ceux de PM10 et en rouge-orangé, ceux de PM12. Lz : Lherzolite ; Hz : Harzburgite.

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Dans la figure IV-16, j'ai reporté les champs de compositions des lherzolites de PM12 et de la harzburgite PM8-B8. Le choix, dans ce dernier cas, repose sur le fait que les cpx de cette harzburgite sont des diopsides tout comme ceux de la webstérite PM8-C1, contrairement aux trois autres harzburgites qui contiennent des augites. Les champs des péridotites anhydres de PM10 ne sont pas reportés sur les diagrammes des pyroxénites, ces cpx étant bien plus magnésiens que ceux des pyroxénites.

Les cpx des lherzolites hydratées, avec des Mg# (88) proches de ceux des pyroxénites, sont représentés en vert sur la Figure IV-15.

Les compositions en Na₂O (0,25-0,6 wt%) et Al₂O₃ (2-4,5 wt%) des diopsides des webstérites de PM6 et de PM10 sont identiques pour une même gamme de variation du Mg# (84-88,5). Les teneurs en Cr₂O₃ varient de 0,2 à 0,6 wt%, à l'exception des cpx de la webstérite à spinelle (PM10-D2) et de la webstérite (PM10-E3) qui sont plus chromifères (1-1,2 wt%).

Les diopsides de la webstérite PM8-C1 ont des rapports Mg# de 92,1 à 93,3 proches de ceux des cpx de la harzburgite PM8-B8 et supérieurs à ceux des augites des autres péridotites de ce site. Leurs teneurs en Al₂O₃ (3,4 - 4,3 wt%) et en Na₂O (0,5-1 wt%) sont comparables à ceux des pyroxénites de PM6 de PM10 et de la harzburgite PM8-B8, et beaucoup plus faibles que celles des cpx de Cerro de los Chenques (PM12). Ils sont dépourvus de titane (TiO₂ < 0,1 wt%) et plus pauvres en chrome que ceux de PM8-B8.

Les clinopyroxènes des webstérites de PM12 sont très alumineux (Al₂O₃ : 6,2-7,8 %) et très sodiques (Na₂O : 1,6-2,45 wt%), les plus riches appartenant à la webstérite PM12-17. Leurs rapports Mg #, compris entre 89,3 (PM12-17) et 91,3 (PM12-02), sont légèrement inférieurs à ceux des cpx des lherzolites de PM12 (Figure IV-16). Leurs teneurs en TiO₂ (0,4 - 0,7 wt%) sont légèrement supérieures à celles des cpx des lherzolites (0,08 wt % pour PM12-48 à 0,37 wt% pour PM12-15 et PM12-13), voire identique dans le cas de la lherzolite PM12-12. Les teneurs en aluminium, chrome, titane et sodium des cpx des webstérites de PM12 se corrélaient avec le Mg # et se placent dans la continuité du trend défini par les cpx des lherzolites et de la harzburgite (Figure IV-16). Tout comme les orthopyroxènes des webstérites de PM12, les clinopyroxènes sont bien plus alumineux et moins chromifères que ceux des lherzolites. Les diopsides de PM12-10 sont différents de ceux des webstérites. En effet, ils sont appauvris en Al₂O₃ (2,7 wt%), Na₂O (0,1 wt%), TiO₂ (0,1-0,2 wt%) et Cr₂O₃ (0,25-0,5 wt%) pour des rapports Mg# de 91-91,5. Les diopsides de PM12-10 sont semblables aux augites (cpx-2) de la harzburgite PM12-26 (Figure IV-16).

III-1.4. Spinelle

Dans toutes les péridotites, le spinelle est une chromite magnésienne et alumineuse. Les spinelles des harzburgites, toutes localités confondues, sont plus chromifères ($\text{Cr\#} : [\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) \times 100] : 21,4\text{-}34,5$) que ceux des lherzolites ($\text{Cr\#} < 20$), pour des Mg\# semblables (68,9-80,3). Le spinelle de la harzburgite PM6-B3 est le moins magnésien, et le plus chromifère ($\text{Cr}_2\text{O}_3 : 34,5\text{-}34,8$). Les spinelles des lherzolites de PM12 et des lherzolites à phlogopite de PM10 sont particulièrement alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3 : 51\text{-}56$). Parmi les harzburgites de PM10, PM10-C1 contient des spinelles à fort Cr\# (34,5) et PM10-E2, des spinelles à faible Cr\# (21,4) pour des Mg\# similaires.

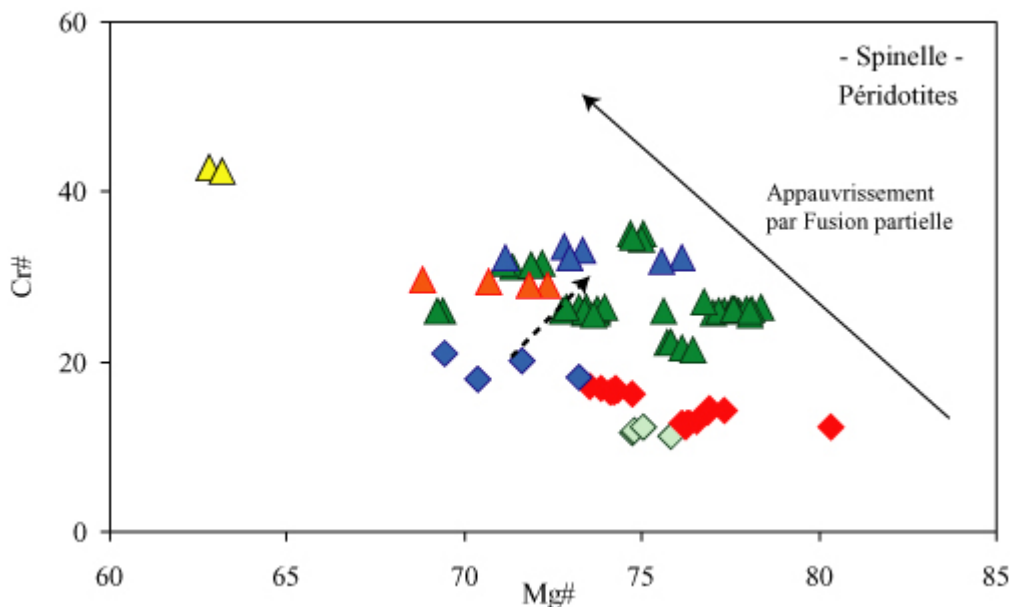


Figure IV-17: Diagramme $\text{Cr\#} [= \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) \times 100]$ vs $\text{Mg\#} [= \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{Tot}}) \times 100]$ dans les spinelles des péridotites de la zone Nord Patagonienne. La légende en figure IV-12. La flèche noire représente le trend contrôlé par le processus de fusion partielle (Hellebrand *et al.*, 2001)

Hellebrand *et al.* (2001) ont établi que l'augmentation du Cr\# avec une diminution du Mg\# correspond à une augmentation du taux de fusion partielle. Nous notons dans un tel schéma de fusion partielle que la harzburgite de PM12 a subi de plus forts taux de fusion partielle que les lherzolites de ce même site. Pour les enclaves péridotitiques de PM8, les rapports Mg\# et Cr\# ont un comportement différent. En effet, le rapport Cr\# et le Mg\# du spinelle augmente conjointement dans les harzburgites (Figure IV-17, flèche pointillée).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Pour les enclaves périclitiques de PM8, les rapports $Mg\#$ et $Cr\#$ ont un comportement différents. En effet, le rapport $Cr\#$ et le $Mg\#$ du spinelle augmente conjointement dans les harzburgites (Figure IV-17, flèche pointillée).

Les spinelles de la webstérite PM10-D2 (en vert, Figure IV-18) sont des chromites, aussi chromifères et légèrement moins alumineuses ($Cr\#$: 34,2) que celles des périclitites du même site. Cependant, elles sont beaucoup moins magnésiennes ($Mg\#$: 37).

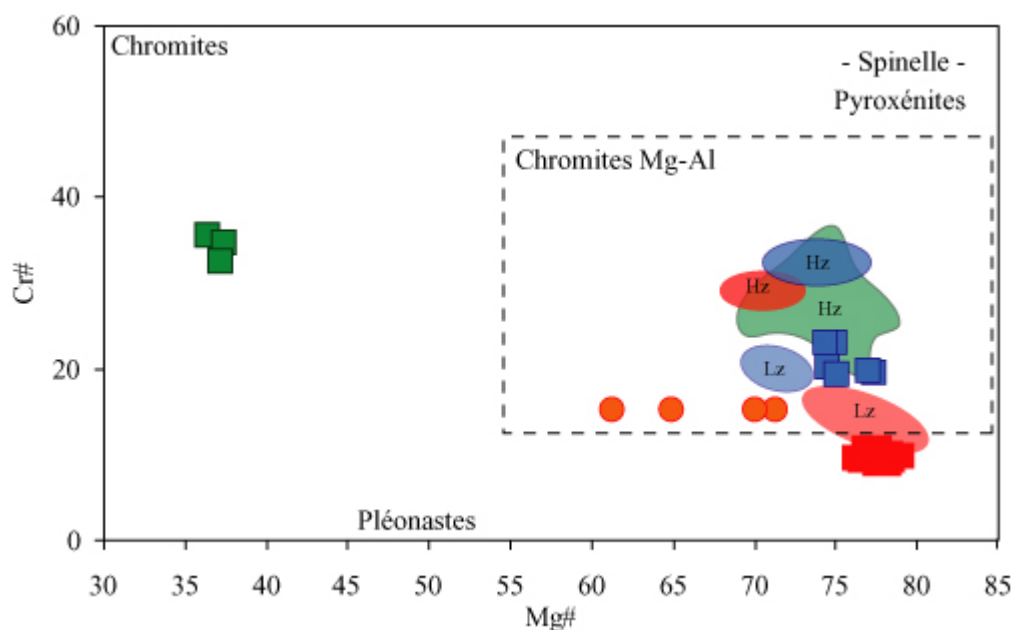


Figure IV-18: Diagramme $Cr\#$ [= $Cr/(Cr+Al)*100$] vs $Mg\#$ [= $Mg/(Mg+Fe_{Tot})*100$] dans les spinelles des pyroxénites de la zone Nord Patagonienne. Les champs rouge (PM12), vert (PM10) et bleu (PM8) représentent les spinelles des périclitites (Hz : harzburgites ; Lz : Lherzolites) de la Figure IV-18. Un complément de légende est fait en annexe (marque page A). La nomenclature est d'après Haggerty (1981).

Les spinelles des webstérites de PM8 et PM12 sont des chromites très magnésiennes ($Mg\#$: 74,5-77,2 et 76,2-79, respectivement) et très alumineuses, notamment celles de PM12 (Al_2O_3 : 57,2-59 wt%). Les spinelles, en inclusions dans les clivages des clinopyroxènes de la webstérite PM8, sont un peu moins magnésiens et moins alumineux que les spinelles interstitiels. Le spinelle de l'orthopyroxénite PM12-10 présente une zonation, avec un cœur très magnésien ($Mg\#$: 71,3) et une bordure plus riche en fer ($Mg\#$: 61,3), pour des teneurs en aluminium et en chrome comparables. Les spinelles des webstérites sont semblables à ceux des lherzolites de leurs sites respectifs.

III-1.5. Phlogopite

Les phlogopites sont présentes seulement dans des péridotites de Cerro Rio Chubut (PM10). Elles ont une composition chimique homogène, dans les trois échantillons. Elles se composent de 2,9 à 3,3 wt% de TiO_2 , de 16,6 à 17,2 wt% de Al_2O_3 , et de 0,7 à 1 wt% de Cr_2O_3 , pour des Mg# variant de 89,1 à 90,1. Leurs teneurs en Na_2O et K_2O sont comprises entre 0,7 et 1,1 wt% et entre 8,6 et 9,2 wt%, respectivement.

III-2. Eléments traces dans les minéraux (AL-ICP-MS)

III-2.1. Clinopyroxène

III-2.1.1. Les péridotites

Les spectres des terres rares (REE) et des éléments traces des clinopyroxènes des péridotites de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) et de Cerro de los Chenques (PM12) sont présentés dans la figure IV-19 et 20.

Les spectres de REE des clinopyroxènes de PM8 sont de manière générale enrichis en terres rares légères (LREE : La, Ce) par rapport aux terres rares intermédiaires (MREE : Sm, Eu) et aux terres rares lourdes (HREE : Yb, Lu). Nous pouvons distinguer toutefois trois types de spectres différents pour les clinopyroxènes de Praguaniyeu :

- (i) Le spectre des diopsides de la lherzolite PM8-B6 montre une augmentation progressive des terres rares des HREE aux MREE, puis un plateau pour les LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 1,6). Les concentrations en LREE sont élevées avec des La_N , Ce_N , et Pr_N de 54-52 (N : Normalisée par rapport aux teneurs des chondrites CI, McDonough et Sun, 1995). Cet échantillon contient les plus fortes abondances en HREE (Yb_N et Lu_N : 6-8).
- (ii) Les diopsides de la harzburgite PM8-B8 ont des spectres présentant une augmentation abrupte des MREE aux LREE par rapport aux HREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 34), pour atteindre les mêmes niveaux de concentration en LREE, que les diopsides de PM8-B6. Les abondances en HREE sont quant à elles, les plus basses de toutes les péridotites avec des valeurs de 1,6 - 2 pour Lu_N à Tb_N .
- (iii) Le spectre des augites des harzburgites sans spinelle PM8-B1 et PM8-B4 est plat au niveau des HREE aux MREE ($\text{Sm}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 1-1,4), et seules les teneurs en LREE augmentent

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

de façons significatives (La_N/Yb_N : 4,3 à 6,6; La_N/Sm_N : 4,1 à 4,5). Leurs abondances en LREE et en HREE sont similaires à celles des diopsides de la lherzolite PM8-B6.

Les diopsides de PM8-B6 et de PM8-B8 ont des spectres en éléments traces, similaires, montrant les mêmes anomalies négatives en HFSE (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta), et un enrichissement en Th et U (Th_N : 11-39; U_N : 10-29 x CI ; Figure IV-20). Les spectres des augites des deux harzburgites sans spinelle ont les mêmes anomalies négatives en HFSE, à l'exception du Zr et Hf, qui présentent des anomalies positives. De plus, l'anomalie en Ti est moins marquée, et l'enrichissement en Th et U s'accompagne d'un enrichissement en Ba (Ba_N : 56-100; Th_N : 74-168; U_N : 78-155 x CI).

Les clinopyroxènes des péridotites de PM10 présentent une large gamme de spectres qui diffèrent par leurs formes et les niveaux de concentrations en terres rares. Nous en avons discerné 3 types : (i) les spectres légèrement appauvris en LREE par rapport aux MREE et aux HREE (PM10-b1 ; PM10-B1 et PM10-F1abis) et caractérisés par de faibles abondances ($< 5 \times \text{CI}$); (ii) les spectres plats (PM10-B3 et PM10-E2) et (iii) les spectres enrichis en LREE de PM10-C1 et PM10-F2.

- (i) Les cpx de PM10-b1 sont plus appauvris en LREE par rapport aux MREE et HREE (Ce_N/Sm_N : 0,11; Ce_N/Yb_N : 0,2) que ceux de PM10-F1abis et de PM10-B1 (Ce_N/Sm_N : 0,4 - 0,8; Ce_N/Yb_N : 0,64 - 0,75). Les abondances en HREE sont très faibles puisqu'elles vont de 1,6 x CI pour PM10-B1 jusqu'à 3,6 x CI (Dy, Ho, Er, Yb, Lu) pour PM10-F1abis.

- (ii) Les clinopyroxènes de PM10-E2 et PM10-B3 ont des spectres plats avec des abondances des REE autour de 7 à 9 fois les teneurs des chondrites de McDonough et Sun (1995).

- (iii) les spectres des cpx, de la harzburgite PM10-C1 et de la lherzolite à phlogopite PM10-F2, présentent un enrichissement en LREE par rapport aux MREE et aux HREE (La_N/Yb_N : 3,8 - 4,7; La_N/Sm_N : 1,4 - 2; Sm_N/Yb_N : 2,3-2,7). Les concentrations en HREE (Dy, Ho, Er, Yb, Lu) sont semblables à celles des cpx de type (ii) avec en moyenne 9 à 14 x CI, alors que les LREE varient du Nd jusqu'au La de 30 à 44 x CI (PM10-C1) et de 73 à 58 x CI (PM10-F2). Les clinopyroxènes de cette dernière péridotite sont appauvris en La par rapport au Ce.

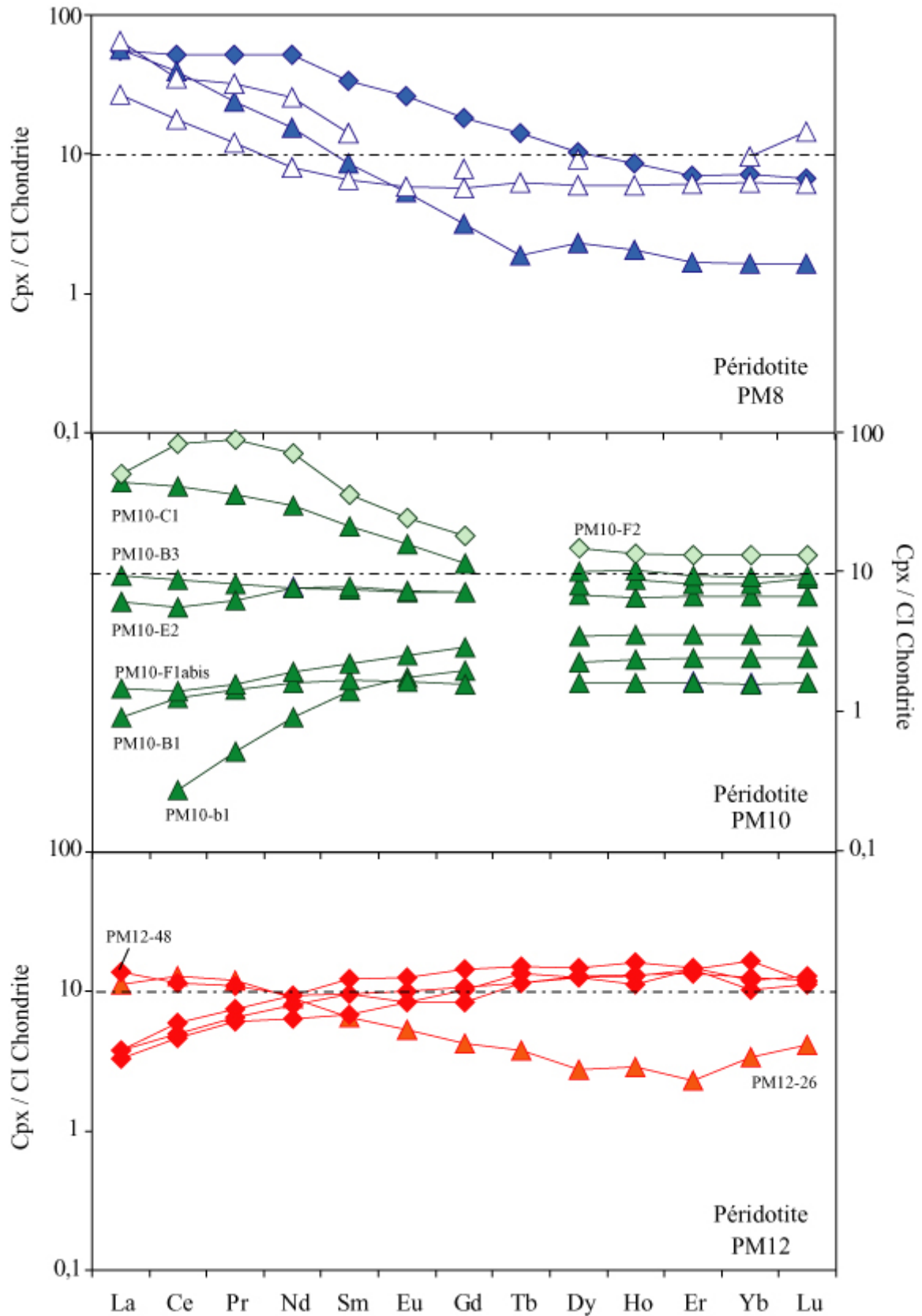


Figure IV-19: Diagrammes des terres rares (REE) dans les clinopyroxènes des péridotites de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) et de Cerro de los Chenques (PM12). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Les diopsides des péridotites de Cerro Rio Chubut (PM10) ont des concentrations en éléments traces (Figure IV-20) généralement inférieures à 10 fois celles des chondrites de McDonough et Sun (1995), excepté pour les cpx de type (iii), dans lesquelles elles sont légèrement supérieures. Contrairement, aux cpx de Praguaniyeu (PM8), les spectres des cpx ne présentent pas toutes les anomalies en HFSE. En effet, seules les anomalies négatives en Ti et en Nb sont systématiquement présentes. L'anomalie négative en Zr n'est pas nette dans tous les échantillons, alors que celles en Hf et Ta sont inexistantes. Les anomalies en Ti sont peu marquées exceptées dans les cpx des harzburgites les plus déprimées en éléments traces.

Les spectres de terres rares (REE) des clinopyroxènes des lherzolites de PM12 sont homogènes et semblables en forme et en niveaux de concentration (Figure IV-19). Ils sont caractérisés par un appauvrissement des LREE par rapports aux MREE et aux HREE (La_N/Yb_N : 0,2 -0,3; La_N/Sm_N : 0,3 – 0,5; Sm_N/Yb_N : 0,4-1), à l'exception des cpx de PM12-48 qui présentent un spectre plat. Ce dernier est identique du Nd au Lu aux spectres des cpx des autres lherzolites, mais est plus riche en LREE (La_N/Yb_N : 1,3; La_N/Sm_N : 1,4; Sm_N/Yb_N : 0,9). A l'exception de ce dernier les spectres des lherzolites de Cerro de los Chenques (PM12) sont semblables en forme à ceux des cpx de PM10-F1abis et PM10-B1, mais avec des niveaux de concentration plus élevés (La_N : 3-4; Sm_N : 6-12; Lu_N : 12-14). Le cpx-1 de la harzburgite PM12-26 est enrichi en LREE par rapport aux MREE et HREE. Il présente des abondances en LREE identiques à celles des cpx de PM12-48, alors qu'il est beaucoup plus pauvre en MREE et HREE (La_N : 11,3; Sm_N : 6,5; Lu_N : 4,2). Les éléments traces n'ont pas pu être analysés dans l'augite (cpx-2) de la harzburgite PM12-26, car le minéral est de trop petite taille (< 200 μm).

Les diopsides des péridotites de PM12 ont des concentrations en éléments traces proches de 10 fois celles des chondrites (CI, Mc Donough et Sun, 1995 ; Figure IV-19). Leurs spectres d'éléments traces montrent des anomalies négatives en Ti, Nb et Ba. Le Ta ne se comporte pas comme le Nb, comme nous l'avons déjà noté pour les cpx de PM10. Ils présentent également un enrichissement en Th et U, qui est parfois assez important comme dans les cpx de PM12-48 (Th_N : 28,4; U_N : 27,4). Les cpx de la harzburgite PM12-26 montrent une faible anomalie négative en Zr et Hf et une plus marquée en Ti.

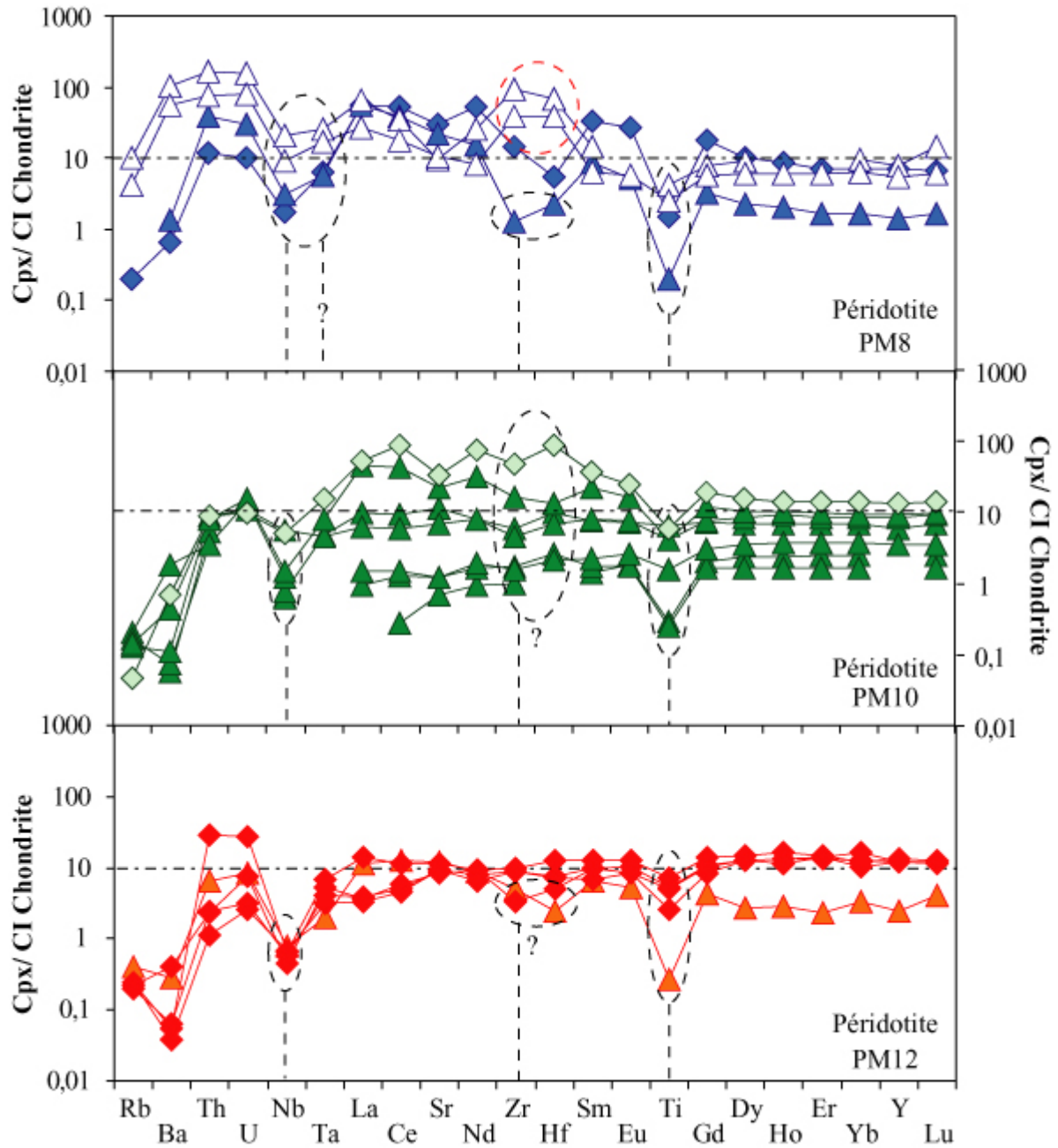


Figure IV-20: Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) dans les clinopyroxènes des péridotites de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) et de Cerro de los Chenques (PM12). La normalisation est faite au CI chondrite de Mc Donough et Sun (1995). La légende est identique à celle figure IV-12.

III-2.1.2. Les pyroxénites

Les spectres des terres rares (REE) et des éléments traces des clinopyroxènes des pyroxénites de Cerro Aznare (PM6), de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) et

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

de Cerro de los Chenques (PM12) sont présentés dans la figure IV-21 et 22. La normalisation est faite aux chondrites (CI) de McDonough et Sun (1995).

Les clinopyroxènes des webstérites de Cerro Aznare (PM6) ont des spectres avec des formes différentes. Il existe 3 types principaux de spectres : (i) le type convexe enrichi en MREE par rapport aux LREE et HREE (PM6-C7); (ii) le type plat des HREE jusqu'aux MREE et déprimé en LREE (PM6-C1 ; PM6-C3) ; (iii) le type enrichi en MREE par rapport aux HREE (PM6-C2 ; PM6-C5 ; PM6-C6).

- (i) Le spectre convexe montre une anomalie négative en Eu. Les concentrations en MREE des cpx de PM6-C7 sont les plus élevées parmi tous les cpx des webstérites de PM6 (Pr_N : 18,1 ; Nd_N : 20,6 ; Sm_N : 20,4).

- (ii) Les clinopyroxènes de PM6-C1 et de PM6-C3 ont des spectres plats au niveau des HREE et des MREE (Sm_N/Yb_N : 0,9-1,1). Les spectres des cpx de PM6-C1, montrent un léger appauvrissement au niveau des LREE (La_N/Sm_N : 0,85; La_N/Yb_N : 0,86), appauvrissement plus marqué dans les cpx de PM6-C3 (La_N/Sm_N : 0,4; La_N/Yb_N : 0,35).

- (iii) Les spectres des cpx de PM6-C2 ; de PM6-C5 et de PM6-C6 présentent un même enrichissement graduel des MREE par rapport aux HREE (Sm_N/Yb_N : 1,56-1,64).

Les concentrations en LREE varient quand à elles d'un échantillon à l'autre. Les cpx de PM6-C5 sont appauvris en LREE par rapports aux autres terres rares (La_N/Sm_N : 0,49; La_N/Yb_N : 0,31) alors que ceux de PM6-C2 sont très légèrement appauvris par rapport aux MREE (La_N/Sm_N : 0,89) et enrichis par rapport aux HREE (La_N/Yb_N : 1,46). Seuls les cpx de PM6-C6 sont enrichis en LREE par rapport aux MREE et aux HREE (La_N/Sm_N : 2,43; La_N/Yb_N : 1,56).

Les clinopyroxènes de la webstérite PM8-C1 ont un spectre moyen de REE identique en forme à ceux des augites des harzburgites sans spinelle de ce même site, mais avec un plus faible niveau de concentration (1,5 à 2 fois moins concentré que ceux de ces harzburgites; Figure IV-21). Il présente un enrichissement en LREE par rapport aux MREE et aux HREE (La_N/Sm_N : 3; La_N/Yb_N : 4,1 ; Sm_N/Yb_N : 1,3).

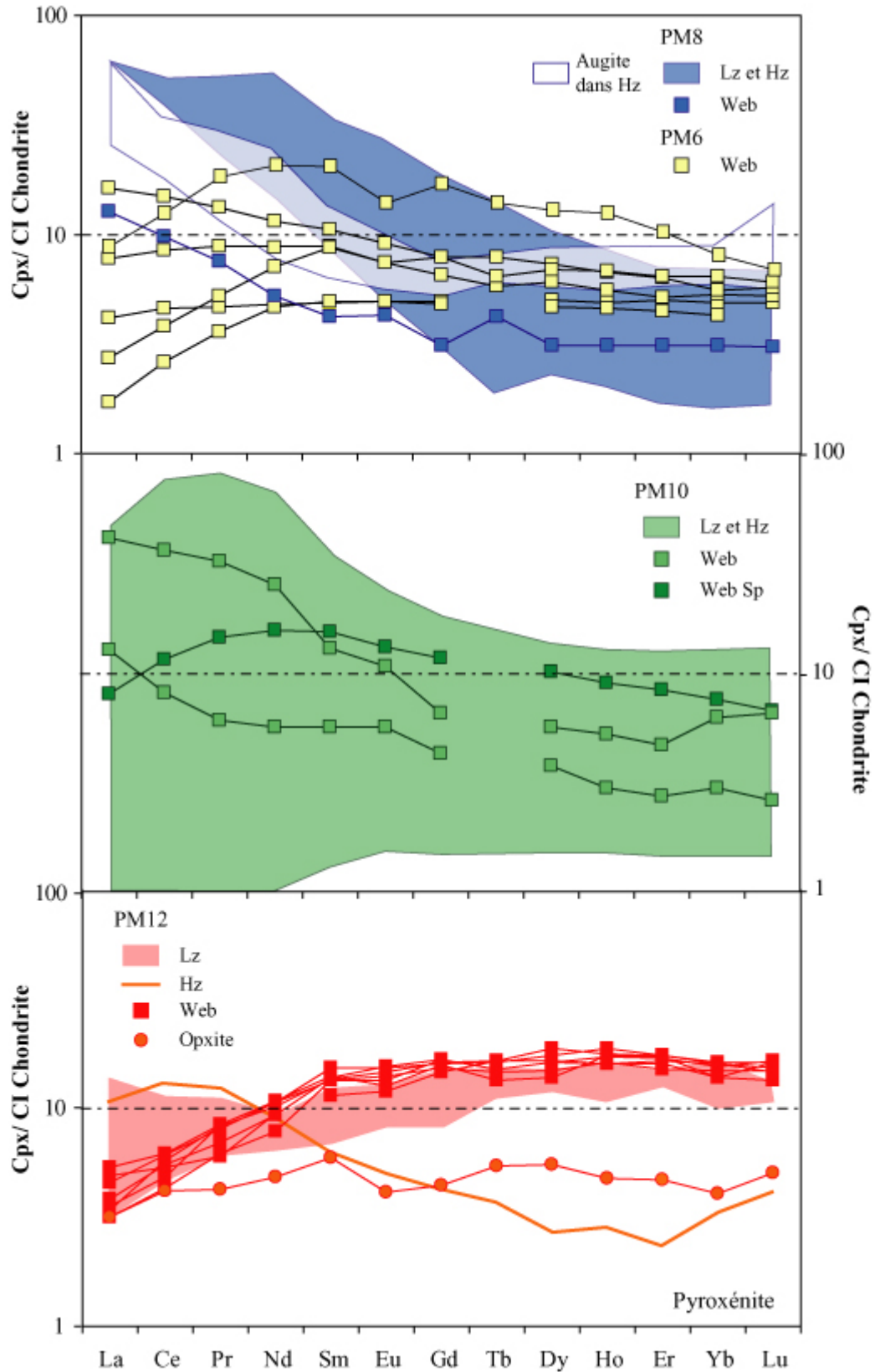


Figure IV-21 : Diagramme des terres rares (REE) dans les clinopyroxènes des pyroxénites de Cerro Aznare (PM6), de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) et de Cerro de los Chenques (PM12). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995). L'anomalie en Tb de PM8-C1 est d'origine analytique.

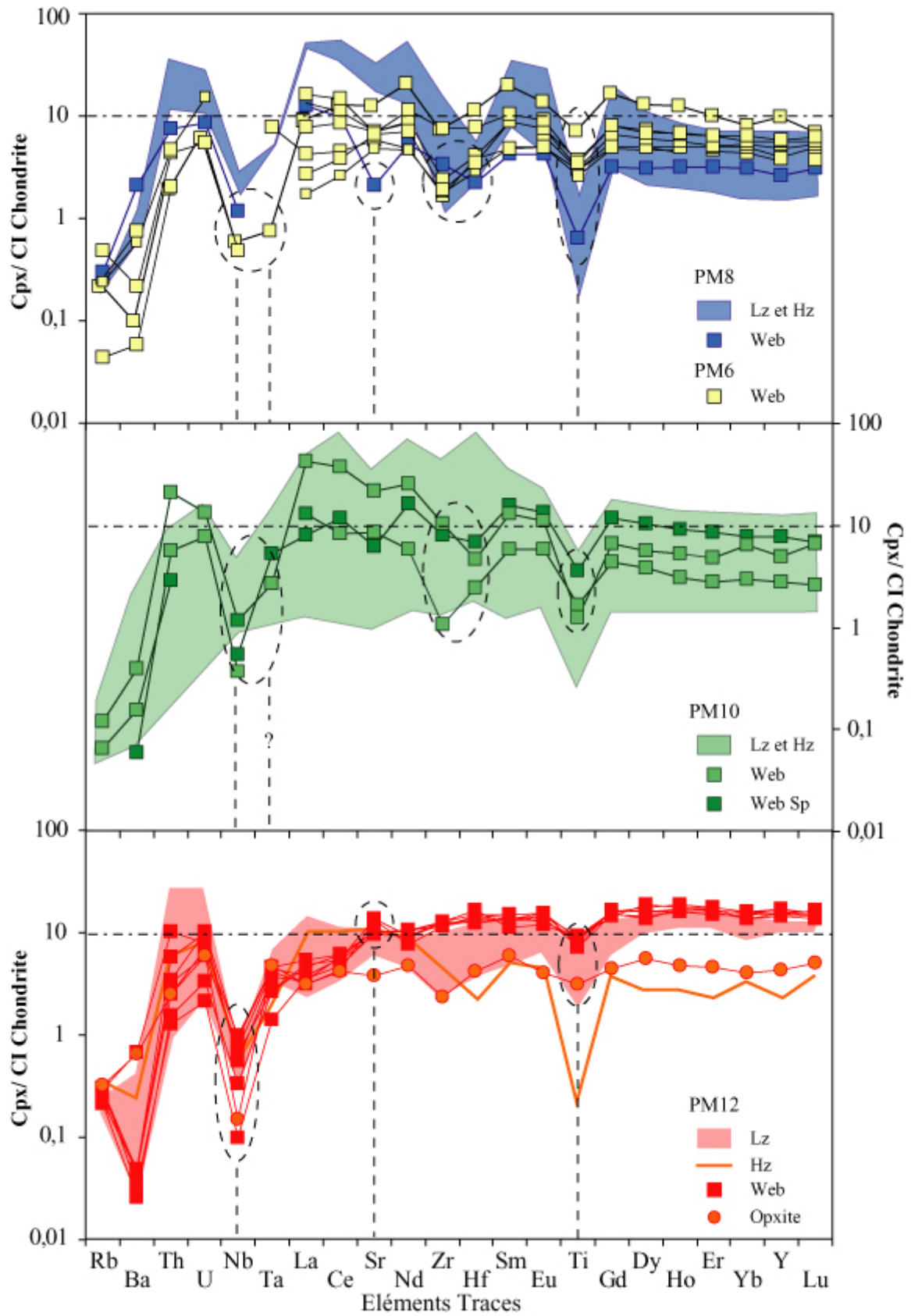


Figure IV-22 : Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) dans les clinopyroxènes des pyroxénites de Cerro Aznare (PM6), de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) et de Cerro de los Chenques (PM12). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Parmi les webstérites de PM10, les clinopyroxènes des deux webstérites dépourvues de spinelle ont un spectre de REE montrant un enrichissement des LREE par rapport aux MREE, elles mêmes enrichies par rapports aux HREE (La_N/Sm_N : 2,3-3,2 ; La_N/Yb_N : 4,3-6,6 ; Sm_N/Yb_N : 1,9-2). Au contraire, le spectre des clinopyroxènes de la webstérite à spinelle (PM10-D2), de type convexe, montre un enrichissement en MREE par rapport aux HREE, avec un appauvrissement en LREE par rapport aux MREE (La_N/Sm_N : 1 ; La_N/Yb_N : 0,52 ; Sm_N/Yb_N : 2).

Les spectres de cpx des webstérites de PM12 sont appauvris en LREE par rapport aux MREE et aux HREE (La_N/Sm_N : 0,24-0,43 ; La_N/Yb_N : 0,2-0,4 ; Sm_N/Yb_N : 0,7-1), tout comme ceux des cpx des lherzolites de ce même site. Ils ont des concentrations en REE légèrement supérieures à celles des cpx des lherzolites (Figure IV-21). Les cpx de l'enclave composite PM12-10 ont un spectre de REE presque plat, légèrement appauvris en LREE (La_N/Sm_N : 0,54 ; La_N/Yb_N : 0,8 ; Sm_N/Yb_N : 1,5). Ils se caractérisent par de faibles concentrations (La_N : 3,1 ; Yb_N : 4) en REE, comparables à celles en MREE et HREE des cpx de la harzburgite PM12-26 (Figure IV-21).

Les diopsides des webstérites de Cerro Aznare (PM6) et de Praguaniyeu (PM8) présentent les mêmes anomalies négatives en HFSE (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta) que les cpx des péridotites à spinelle de PM8. Dans les cpx de la webstérite PM8-C1, une anomalie négative en Sr est également observée. Les clinopyroxènes des pyroxénites de PM10 présentent aussi les anomalies en HFSE, mais pas celle en Sr. Ceux des webstérites de PM12 ont des anomalies négatives uniquement en Nb, Ti, et Ba. Cette dernière est peu marquée, contrairement à celle observée dans les clinopyroxènes des pyroxénites des autres localités. A ceci s'ajoute une légère anomalie positive en Sr. Les cpx de PM12-10, quand à eux, présente l'anomalie négative en Zr alors que celle en Ti est très peu marquée (Figure IV-22).

III-2.2. Phlogopite

Les phlogopites des trois péridotites de PM10 ont des compositions en éléments traces homogènes et similaires. Leurs spectres d'éléments traces sont caractérisés par des anomalies positives en Ba, Nb, Ta, Sr et Ti (Figure IV-23). La phlogopite de la harzburgite se différencie de celle des lherzolites uniquement par des concentrations en Th et U nettement plus faibles.

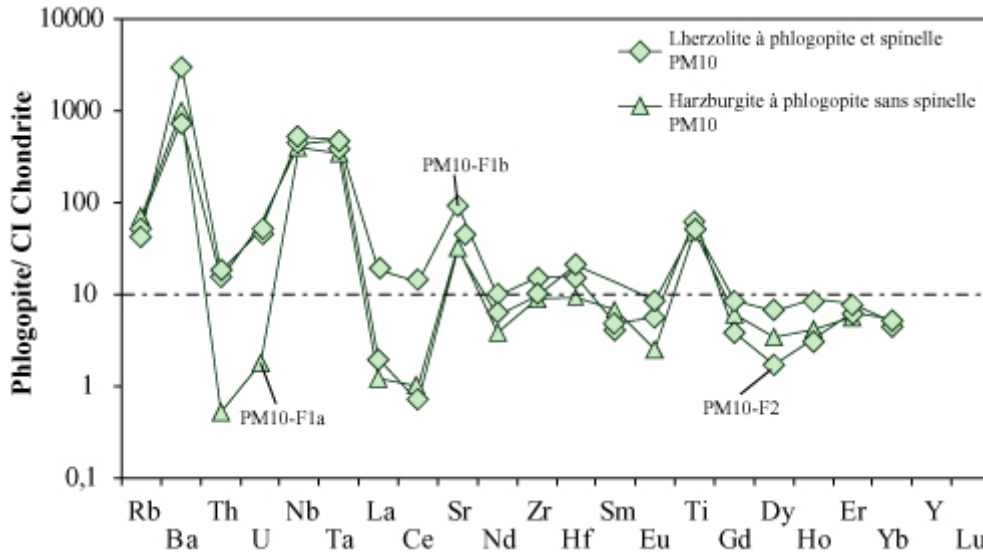


Figure IV-23 : Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) dans les phlogopites des péridotites de Cerro Rio Chubut (PM10). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995).

IV- Discussion

IV-1. Histoire du manteau supérieur

IV-1.1. Les péridotites

IV-1.1.1. Processus de fusion partielle

La nature réfractaire des péridotites mantelliques peut être notamment appréhendée par les compositions en éléments majeurs des phases minérales primaires (ol, opx, cpx, sp). Typiquement, un résidu de fusion partielle est composé de pyroxènes ayant un Mg# élevé et de faibles teneurs en aluminium, en sodium et en titane, et de spinelles chromifères (Cr# élevé, Mg# faible).

Les harzburgites de la zone Nord patagonienne sont les témoins d'une importante histoire de fusion partielle. En effet, quelque soit la localité, les harzburgites ont de faibles concentrations en éléments fusibles et des rapports Mg# des minéraux élevés (Mg#_{Ol}, Cpx, Opx >90). En particuliers, les harzburgites de Cerro Rio Chubut représentent un manteau hautement réfractaire avec des pyroxènes très magnésiens (Mg#_{Cpx} : ~95 ; Mg#_{Opx} et Cpx : ~92). Comme il a été démontré pour des péridotites abyssales (ex. Hellebrand *et al.*, 2001), le spinelle est particulièrement sensible au degré d'extraction du liquide et peut être utilisé pour

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

estimer le degré de fusion partielle des échantillons mantelliques. D'après l'équation de Hellebrand *et al.* (2001) ($[F : 10 \times \ln (Cr\#) + 24]$, avec F : le degré de fusion partielle), laquelle simule un modèle de pure fusion partielle fractionnée, les harzburgites pauvres en éléments basaltiques de PM10 et de PM12 ont subi entre 10,5 à 13 % de fusion partielle alors que les lherzolites ont subi de plus faibles taux de fusion partielle (2,6 - 6,2 %). En se basant sur cette même équation, il apparaît que la harzburgite de Cerro Aznare, dépourvue de cpx, est la roche mantellique qui a connu le plus fort taux de fusion partielle (15,5 %). Dans ce dernier cas, un tel processus ne permet pas d'expliquer à lui seul les rapports Mg# relativement faibles des olivines de cet échantillon (88,8-90,7). En revanche, un tel taux de fusion partielle explique aisément l'absence du clinopyroxène, des rapports Mg# élevés (90-93) et de faibles concentrations en aluminium des orthopyroxènes, ainsi que les forts rapports Cr# (46) des spinelles.

Il est probable que les processus de fusion partielle qui ont affectés le manteau supérieur Nord patagonien se soient déroulés dans le faciès mantellique à spinelle. En effet, des cpx résiduels ayant subi une fusion partielle dans le champs de stabilité à grenat ont un spectre caractérisé par des fractionnements en HREE, car ces dernières restent dans le grenat résiduel, ce qui n'est pas le cas dans aucun des clinopyroxènes du manteau de la zone Nord Patagonienne (Johnson *et al.*, 1990).

Typiquement, un pur résidu de fusion partielle doit avoir de plus faibles teneurs en terre rares légères (LREE) par rapport à celles en terres rares lourdes (HREE), car les LREE se concentrent préférentiellement dans le liquide. Les harzburgites les plus réfractaires en terme de Mg# des cpx de Cerro Rio Chubut présentent bien un tel type de spectre appauvri en LREE (Figure IV-19, 20) dans les clinopyroxènes, alors que les autres harzburgites de cette même localité et des autres sites, contiennent des clinopyroxènes ayant des spectres plats voire des spectres de type enrichis en LREE, Figure IV-19 et 20).

Il apparaît que les cpx harzburgitiques caractérisés par des spectres pauvres en REE (~1 fois CI) de PM10 de type appauvris en LREE ne sont pas en accord avec un simple modèle de fusion partielle pour les LREE. Cette caractéristique se retrouve dans de nombreuses enclaves mantelliques de par le monde et, est expliquée le plus souvent par des processus de métasomatisme mantellique (terme pris dans son sens le plus large regroupant tous les différents processus de réaction entre le manteau supérieur et des magmas ou fluides qui circulent en son sein) venant se surimposer à des processus précoces de fusion partielle (ex. Nixon, 1987 ; Grégoire *et al.*, 1997 et 2000).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Sous PM10, le manteau supérieur harzburgitique apparaît hétérogène, avec une partie fortement appauvri et une autre moins pauvre (REE et majeurs). Deux hypothèses sont possibles pour expliquer ces différences de HREE entre les deux groupes de cpx des harzburgites de PM10 (Figure IV-19, 20):

- soit les harzburgites ont connu des taux de fusion partielle différent ;
- soit les harzburgites dont les cpx sont de type *riche en HREE* ont connus un épisode d'enrichissement tardif (métasomatisme mantellique) par circulation de grand volume de liquide capable d'affecter les compositions en HREE et en éléments majeurs (Cr, Ti, Al, Na). Dans un tel modèle les cpx des harzburgites de PM10 de type pauvre en HREE ainsi que ceux des harzburgites de PM12 et de PM8 auraient connu également un enrichissement postérieur à la fusion partielle mais dans leur cas au cours de la circulation de plus faibles volumes de liquide, car seul leurs abondances en LREE sont modifiées. La nature de ce liquide est sûrement identique dans les deux cas car excepté les niveaux de concentrations en HREE, les enrichissements ou appauvrissements en HFSE et en LILE sont identiques (mêmes anomalies, voir paragraphe suivant).

Les faibles taux de fusion partielle, obtenues pour les lherzolites de Cerro de los Chenques (PM12) avec l'équation de Hellebrand *et al.* (2001) sont faibles (autour de 1 %). Nous verrons dans la seconde partie de la discussion, consacrée aux pyroxénites, que leur origine et notamment de leurs cpx n'est peut être pas reliée à un simple processus de fusion partielle, processus qui peut difficilement expliquer les similitudes chimiques ainsi que le continuum modal observé entre les lherzolites et les webstérites à olivine de PM12. De ce fait les lherzolites de PM12 ne seront pas abordées dans le sous-paragraphe suivant (IV-2.2., cf. Dantas *et al.*, en préparation cf. annexe)

IV-1.1.2. Processus de métasomatisme mantellique

Comme je l'ai déjà signalé dans le paragraphe précédent, le terme de métasomatisme mantellique est utilisé, dans ce travail, dans son sens le plus large, c'est-à-dire qu'il regroupe tous les processus liés à la circulation de magmas ou de fluides dans la manteau supérieur, que ce soit une circulation diffuse (percolation, imprégnation...) ou une circulation concentrée (dykes, veines ...).

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

IV-1.1.2.a. Evidences de processus de métasomatisme dans les péridotites

De fortes concentrations en Al_2O_3 et Na_2O et dans une moindre mesure en TiO_2 s'observent dans les pyroxènes de certaines des péridotites les plus réfractaires de la Zone Nord patagonienne (Figure IV-18 et 20), notamment dans le manteau harzburgitique de Praguaniyeu et de Cerro Rio Chubut. Ces teneurs élevées corrélées positivement avec une augmentation des LREE, sont en désaccord avec un simple modèle de fusion partielle. Les spectres de REE de ces cpx divergent des modèles de fusion vers de plus fortes concentrations en LREE. Bien que de tels enrichissements lorsqu'ils sont observés dans les roches totales peuvent être reliés à la présence de verre ou plus généralement à des paragénèses secondaires, dans les cœurs des clinopyroxènes primaires un tel comportement est directement imputable à des processus mantelliques. Finalement, il apparaît que la plupart des péridotites de PM8 et PM10 ont des abondances en éléments majeurs et en terres rares légères trop élevées dans les clinopyroxènes pour être expliqué par le seul processus de fusion partielle.

Finalement, les principales observations qui indiquent que des processus de métasomatisme mantellique ont affectées et modifiées les compositions en éléments majeurs et en éléments traces des harzburgites et des lherzolites de la zone Nord patagonienne, et ont plus rarement été jusqu'à entraîner la cristallisation d'une nouvelle phase minérale sont les suivantes:

- les cpx des péridotites de Praguaniyeu et de certaines harzburgites de PM10 montrent de forts enrichissements en LREE par rapport aux MREE et aux HREE (Figure IV-19),
- la présence de phlogopite dans des péridotites de Cerro Rio Chubut,
- l'enrichissement en Ti, Na, et Al pour les cpx riches en HREE des harzburgites de PM10 (Figure IV-15, 19).

IV-1.1.2.b. Type de Métasomatisme

Le métasomatisme dans les péridotites de la Zone Nord patagonienne est donc très rarement modal puisque l'apparition de la phlogopite ne se fait que dans quelques péridotites de Cerro Rio Chubut (PM10). Cependant, il est très souvent cryptique puisque limité à des modifications chimiques. La présence de phlogopite dans les péridotites de Cerro Rio Chubut suggère que le liquide infiltrant était riche en K. De plus la majorité des cpx des enclaves de

PM8 et de PM10 (*riche en HREE*) ont des spectres de REE enrichis en LREE avec des concentrations similaires à ceux des cpx des péridotites à phlogopites de PM10 (Figure IV-19, 20), ce qui suggère qu'un même agent métasomatique ait affecté toutes ces péridotites. Les phlogopites de PM 10 montrent des anomalies positives en Ba, Nb, Ta, Sr et Ti similaires à celles observées dans les phlogopites des enclaves péridotitiques des Iles Kerguelen dont la cristallisation a été reliée à la circulation de magmas mafiques silicatés alcalins plus ou moins riches en CO₂ (Grégoire *et al.*, 2001). Les cpx des péridotites métasomatisés de PM8 et PM 10 montrent en outre des similitudes au niveau de leurs spectres d'éléments traces avec les cpx des péridotites métasomatisées des Kerguelen, aussi bien en terme de niveaux de concentration qu'en terme des anomalies présentes et de l'amplitude de ces dernières (Figure IV 20 et figure 3 de Grégoire *et al.*, 2001) avec cependant une nette différence au niveau des HREE (spectres plats pour les cpx de PM8 et PM10 versus spectre fractionné avec une décroissance de Ho vers Lu pour les cpx de Kerguelen). Les cpx des péridotites métasomatisées de la Zone Nord patagonienne montrent également des similitudes en terme de REE et d'éléments traces avec les cpx des péridotites métasomatisées par des magmas alcalins, de la Ligne du Cameroun (Teitchou *et al.*, 2007). Un métasomatisme carbonatitique semble pouvoir être exclu car ce type de métasomatisme généralement entraîne des enrichissements en LREE beaucoup plus fort et produit des appauvrissements en Zr et Hf plus marqués. Les premiers liquides carbonatitiques seraient toujours caractérisés par des appauvrissements en Zr et des enrichissements en Nb (Hauri *et al.*, 1993 ; Coltorti *et al.*, 1999).

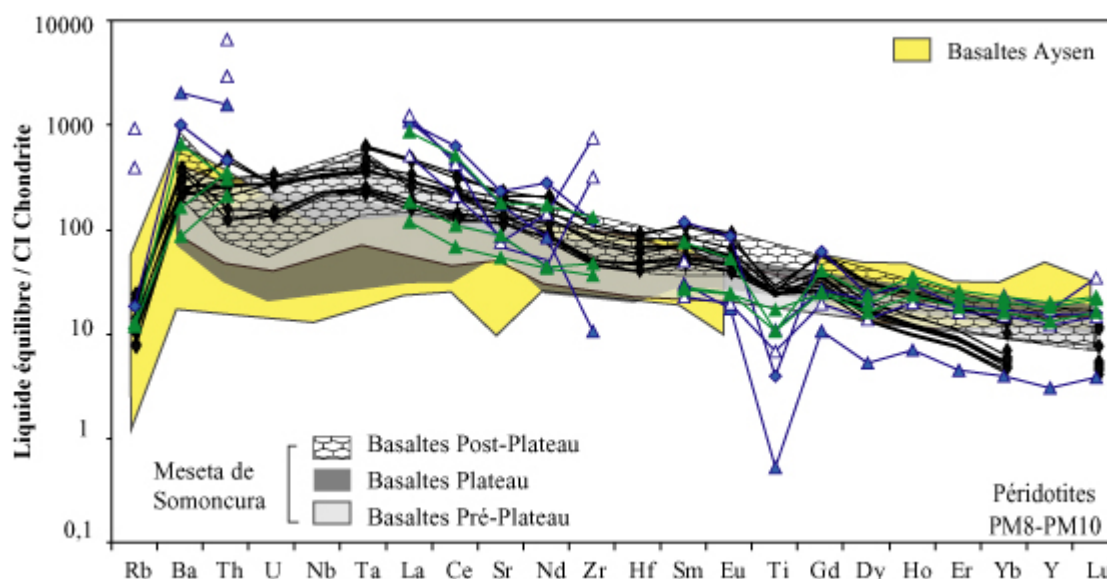


Figure IV-24 : Diagramme étendu des éléments traces des liquides théoriques à l'équilibre avec les clinopyroxènes des péridotites de Praguaniyeu (PM8) et de Cerro Rio Chubut (PM10). Les coefficients de

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

partage entre cpx et liquide sont issus de McKenzie et O'Nions (1991) et de Hart et Dunn (1993). Les basaltes de la meseta de Somoncuro sont également reportés (Kay *et al.*, 2007).

Pour tenter d'appréhender la nature et la composition de l'agent métasomatique des péridotites de la Zone Nord patagonienne et pour tester si cet agent possède des caractéristiques voisines de celles des laves de Patagonie et notamment de celles de la Zone Nord patagonienne, j'ai calculé les teneurs en terres rares et en éléments traces incompatibles des liquides théoriques en équilibre avec les clinopyroxènes de ces péridotites. Pour cela, j'ai utilisé les coefficients de partage cpx/liquides silicatés mafiques de la littérature, et plus précisément, ceux de McKenzie et O'Nions (1991) et de Hart et Dunn (1993).

Les résultats des calculs indiquent clairement des similarités entre les teneurs en terres rares et les autres éléments traces incompatibles de la majorité des liquides théoriques en équilibre avec les cpx des péridotites de PM 8 et PM10 et celles des basaltes de la Meseta de Somoncuro et des basaltes d'arrière arc d'âge Mésozoïque-Eocène de la région d'Aysen situé en Patagonie chilienne (Figure IV-24). Les basaltes de ces deux régions sont essentiellement d'affinité alcaline et plus rarement, d'affinité sub-alcaline (ex. Stern *et al.*, 1990 ; Hervé *et al.*, 1995 ; Parada *et al.*, 2001 ; Kay *et al.*, 2007). Dans la figure IV-24, l'absence des anomalies en Ti est due à l'absence de valeur pour les basaltes dans la littérature (ex. Stern *et al.*, 1990). Les quelques anomalies observées, notamment en Zr, pour les liquides en équilibre par rapport aux spectres des basaltes peuvent être reliées soit à des phénomènes de fractionnement par d'autres phases minérales que le cpx, soit certainement à des processus de type « effet chromatographique », soit à des problèmes au cours de l'analyse des cpx, soit enfin sont encore à expliquer (anomalies positives en Zr qui sont aussi observées dans d'autres gisements d'enclaves de par le monde ; Grégoire et Coltorti, communications personnelles). Quoiqu'il en soit cette modélisation des liquides en équilibre va donc bien dans le sens d'une nature de type liquide mafique silicaté alcalin du liquide métasomatique ayant percolé les péridotites à spinelle des localités PM8 et PM10. De plus, il est possible de proposer un lien entre cet agent métasomatique et le magmatisme d'arrière arc qui a généré les séries basaltiques de la Meseta de Somoncuro et de la province d'Aysen.

IV-1.2. Nature et origine des pyroxénites

Les pyroxénites soulèvent de nombreuses questions, et sont encore aujourd'hui largement débattues: Où se sont elles formées : Croûte ou manteau ? Sont elles des portions de croûte océanique recyclées au niveau de zone de subduction (modèle du « marble cake » d'Allègre et Turcotte, 1986) ? Ce modèle est basé sur les différences isotopiques observées entre certaines pyroxénites et les péridotites encaissantes (Blichert-Toft *et al.*, 1999, Pearson *et al.*, 1993 ; Polvé et Allègre, 1980) et supporté par l'existence d'anomalies positives en Eu dans les lits pyroxénitiques des massifs de lherzolites orogéniques de Beni Bousera (Maroc), Ronda (Espagne) et d'Horoman (Japon). Ces anomalies sont considérées comme des témoins d'une évolution prograde d'anciens gabbros de croûte océanique (Kornprobst *et al.*, 1990, Morishita et Arai, 2003, Morishita *et al.*, 2003). Les pyroxénites sont-elles encore des produits de réactions d'un magma (ou d'un fluide) avec le manteau péridotitique (Smith *et al.*, 1999 ; Grégoire *et al.*, 2001 ; Garrido et Bodinier, 1999 ; Chanefo *et al.*, soumis) ? Ou encore des produits de cristallisation de magmas dans le manteau supérieur, hypothèse favorisée par de nombreuses études aussi bien focalisées sur des pyroxénites orogéniques (ex. Bodinier *et al.*, 1987, Garrido et Bodinier, 1999, Takazawa *et al.*, 1996) que sur des enclaves remontées par des basaltes alcalins (ex. Sen, 1988 ; Grégoire *et al.*, 1998, 2001 ; Witt-Eickschen et Kramm, 1998) ; et dans ces deux derniers cas : Quelle est la nature et la composition des ces magmas ?

Les pyroxénites de la Zone Nord patagonienne sont majoritairement des webstérites. A Cerro de los Chenques (PM12), les webstérites à olivine ont des compositions modales en orthopyroxène importantes, qui vont de pair avec la présence d'une imprégnation d'orthopyroxénite (PM12-10). Les pyroxènes des webstérites de PM6 (Cerro Aznare) et de PM10 (Cerro Rio Chubut) sont très différents de ceux des péridotites associées, alors que les pyroxènes des pyroxénites de PM8 (Praguaniyeu) et de PM12 ont des caractéristiques chimiques voisines de celles des cpx des péridotites (Figure IV-17, 19, 20, 21).

Les pyroxénites de La zone Nord Patagonienne se subdivisent donc ainsi en deux groupes :

- i. les webstérites de Cerro Aznare (PM6) et de Cerro Rio Chubut (PM10) contenant des pyroxènes peu magnésiens ($Mg\#_{Cpx} < 90$; $Mg\#_{Opx} < 86$) et chimiquement (majeurs et traces) différents des clinopyroxènes des lherzolites ;
- ii. les webstérites de Cerro de los Chenques (PM12) et de Praguaniyeu (PM8), dont les pyroxènes sont magnésiens ($Mg\#_{Cpx} \& \ Opx > 90$) et chimiquement voisins (majeurs) voir semblables (traces) des clinopyroxènes des lherzolites.

IV-1.2.1. Origine mantellique des pyroxénites de la Zone Nord patagonienne

Les différences chimiques des webstérites de type (i) avec les péridotites de ces mêmes sites et leurs relativement basses températures d'équilibre ($< 850^{\circ}\text{C}$, cf. annexe) pourraient remettre en cause une origine mantellique de ces pyroxénites. Toutefois, ces pyroxénites ne contiennent jamais de plagioclase. Certaines d'entre elles contiennent du spinelle comme phase alumineuse, ce qui semble permettre d'envisager une provenance de ces pyroxénites depuis des niveaux du manteau supérieur à spinelle. Ceci est en accord avec le fait que les cumulats magmatiques de relativement hautes pressions sont très souvent de nature essentiellement pyroxénitiques (voir par exemple Schmickler *et al.*, 2004). Des études, géochimiques et expérimentales, montrent que le clinopyroxène peut être une phase au liquidus de différents types de magmas, et que sa ségrégation à hautes pressions à partir d'un magma primitif résulte dans la formation de massifs de pyroxénites (ex. DeBari et Coleman, 1989 ; Müntener *et al.*, 2001 ; Santos *et al.*, 2002). Enfin, Varfalvy *et al.* (1996), sur la base de l'étude des pyroxénites du massif de North Arm Mountain (ophiolite de Bay of Islands, Canada) discutent de la composition modale en clinopyroxène et constatent qu'elle diminue dans leur section mantellique en fonction de la profondeur. En profondeur, se sont les orthopyroxénites qui sont présentes, puis les webstérites et pour finir, les clinopyroxénites apparaissent dans les niveaux les plus superficiels, proche de l'interface croûte/manteau.

Les webstérites de type (ii), c'est-à-dire celles de PM8 et de PM12, ont des Mg# élevés (> 90) voisins de ceux des lherzolites mantelliques associées au sein de la même localité. Au vu de leurs paragenèses minérales (à spinelle) et surtout des compositions chimiques de leurs phases minérales constituantes qui sont similaires à celles des péridotites, il est aisé de penser que ces webstérites se sont formées dans le manteau supérieur. De plus, elles se sont formées probablement dans un environnement mantellique plus chaud que les webstérites PM6 et PM10, compte tenu de leurs températures d'équilibre plus élevées ($> 900^{\circ}\text{C}$, cf. annexe).

IV-1.2.2. Comparaison avec les pyroxénites d'autres régions du globe

Les compositions des clinopyroxènes des pyroxénites, provenant de divers contextes géodynamiques, à travers le monde dessinent plusieurs trends dans le diagramme aluminium versus Mg# (Figure IV-25). Ce genre de diagramme est à considérer avec précaution car il renseigne à la fois sur la minéralogie, la chimie et les conditions de pressions. Les webstérites

de type (i), dépourvues d'olivines, et parfois même de spinelles, s'alignent sur un trend constitué par les clinopyroxènes des pyroxénites de Hawaii (Chen *et al.*, 1992; Bohrsen et Clague, 1988) et des pyroxénites de type IIb de Kerguelen (Grégoire *et al.*, 1998, 2001). Dans ces deux cas, les pyroxénites ont été interprétées comme des cumulats de magmas mafiques silicatés mise en place dans le manteau supérieur océanique et d'affinité alcaline/sub-alcaline (Hawaii) et alcaline (Kerguelen).

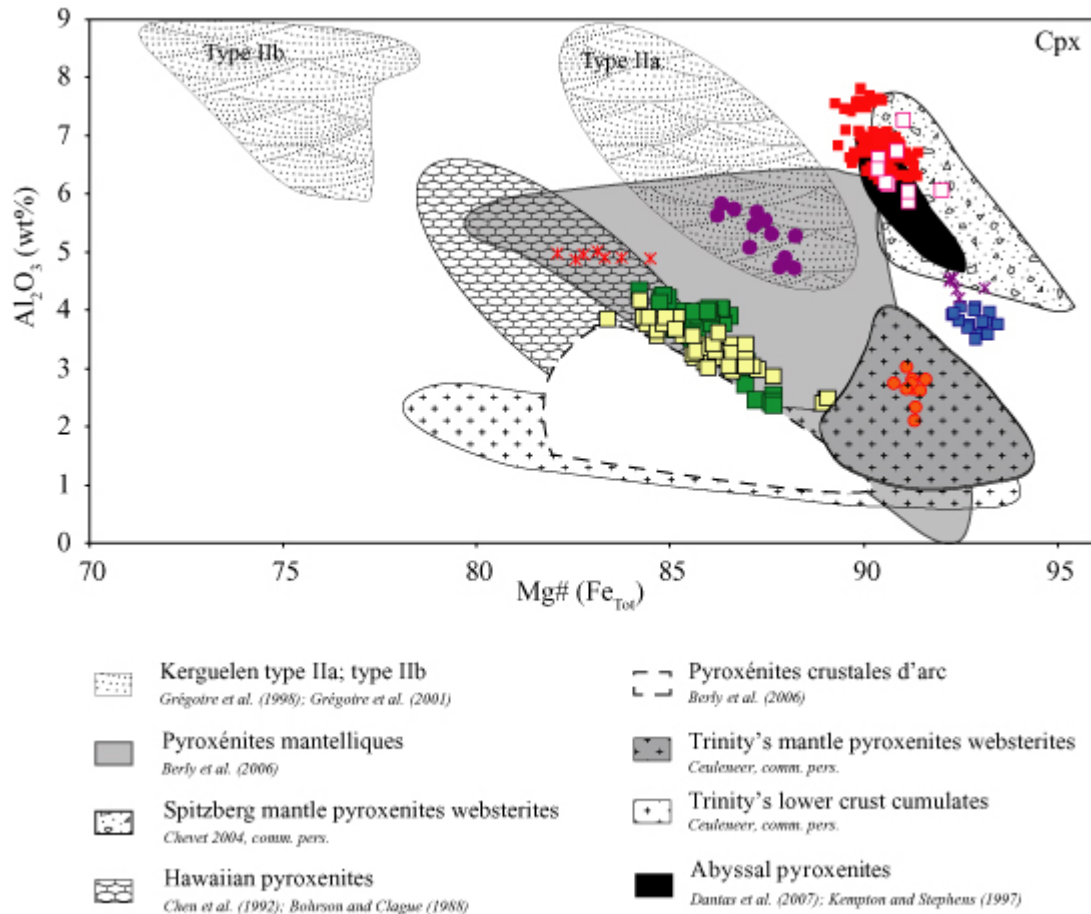


Figure IV-25 : Diagramme Al_2O_3 vs $Mg\#$ des clinopyroxènes des pyroxénites de Patagonie, en comparaison aux pyroxénites provenant de plusieurs sites et de plusieurs contextes géodynamiques (abyssales, ophiolites, arc et intraplaque océanique) à travers le monde. Carré (webstérite) en Jaune de PM6 ; en bleu de PM8 ; en vert de PM10, en rouge de PM12 et en blanc de PM24. Les croix violettes et rouges correspondent aux clinopyroxénites de Cerro Clark (PM24) à spinelle et sans spinelle, respectivement. Les ronds (orthopyroxénite) sont orange pour Cerro de los Chenques (PM12) et violet pour Pali Aike (PM18).

La webstérite sans olivine mais à spinelle de PM8, bien que de même lithologie que celles de PM6 et de PM10, est de type (ii), c'est-à-dire qu'elle a des compositions chimiques, notamment en $Mg\#$ et en aluminium, semblables à celles des clinopyroxènes des webstérites à olivine et spinelle de PM12. Les clinopyroxènes de ces webstérites de type (ii) appartiennent

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

au trend constitué par ceux des pyroxénites abyssales (Dantas *et al.*, 2007), et des associations péridotites/pyroxénites du Spitzberg (enclaves mantelliques à spinelle montrant des alternances de lits lherzolitiques et de lits webstéritiques ; Chevet, 2004).

L'origine mantellique de toutes les webstérites (types (i) et (ii)) de la zone Nord Patagonienne est confirmée dans la figure IV-26 lorsque nous notons que : (1) leurs clinopyroxènes ont des compositions chimiques différentes (vrai également pour le titane et sodium) de ceux des pyroxénites crustales des massifs ophiolitiques de Trinity et d'Oman (Comm. Pers., Ceuleneer) ainsi que de celles des îles Salomon (Berly *et al.*, 2006).

Les webstérites de type (i) se projettent dans le champ des pyroxénites mantelliques défini par Berly *et al.*, (2006). Au contraire les webstérites de type (ii), dans ce diagramme, se projettent dans/ou à proximité du champ des pyroxénites mantelliques abyssales de la ride sud ouest indienne (Dantas *et al.*, 2007) et de celui des enclaves composites lherzolites/webstérites du Spitzberg (Chevet, 2004).

IV-1.2.3. Formation des pyroxénites de la Zone Nord patagonienne

IV-1.2.3.a. Témoins de croûte océanique recyclée

D'un point de vue textural, la possibilité que les deux groupes de pyroxénites de la zone Nord patagonienne soient des restes d'une croûte océanique subductée, étirée et remaniée dans le manteau convectif semble peu vraisemblable, car en effet elles sont peu ou pas déformées, certaines mêmes ayant des textures d'équilibres de type équi-granulaire ou proches de celles de cumulats (Figure IV-6, 8,10). De plus dans le cas des webstérites de PM8 et de PM12, les similitudes entre ces dernières et les lherzolites associées ne favorisent pas une telle hypothèse de recyclage. Enfin, bien que nous ne disposions pas des compositions roches totales des webstérites, l'absence totale d'anomalie positive en Eu dans tous les clinopyroxènes des webstérites ne va pas non plus dans le sens de cette hypothèse. Cependant, seule une étude isotopique de ces échantillons pourrait définitivement et complètement infirmer ou confirmer une telle origine (Allègre et Turcotte, 1986 ; Hirshmann et Stolper, 1996). Les pyroxénites de la province Nord Patagonienne sont donc pour moi soit des produits de réaction entre un liquide/fluide et le manteau péridotitique (origine métasomatique) ou soit des produits de cristallisation de magmas (origine magmatique).

IV-1.2.3.b. Origine magmatique versus origine métasomatique

Ce travail de thèse couvre de nombreuses localités d'enclaves et a pour but principal d'appréhender la nature du manteau supérieur à l'échelle de la Patagonie (>1000 km du nord au sud et 400 km d'est en ouest) et de mettre en évidence les principaux processus pétro-génétiques qui ont affecté ce manteau. Il est difficile de trancher définitivement entre ces deux hypothèses à la fin d'une telle étude car pour pouvoir trancher de la sorte, il faut dans la plupart des cas se focaliser sur une suite d'échantillons provenant d'une même localité.

- Les webstérites de type (i) : PM6 et PM10

Les rapports Mg# relativement faibles des pyroxènes ainsi que les corrélations respectivement négatives et positives observées entre les teneurs en Cr₂O₃ et en Al₂O₃ et le Mg# pour les pyroxènes des webstérites de PM6 et de PM10 peuvent s'expliquer à la fois :

(1) dans une hypothèse magmatique par des processus de différenciation magmatique importants du liquide parental ou par la circulation de ce liquide sur une longue période de temps, dans le manteau avant sa cristallisation. Une telle différenciation magmatique entraînera la formation de liquide susceptible de produire des pyroxènes avec des Mg# de plus en plus faibles. Une telle différenciation peut s'expliquer aussi par la mise en place de plus grand volume de magmas (Xu *et al.*, 1998), dans des petites « chambres magmatiques » (quelques 10^{aine} de cm). Les Mg# des webstérites de PM6 et de PM10 plus faibles que ceux des roches mantelliques sont, de plus, en accord avec une origine cumulative (Foley *et al.*, 2003, Downes, 2001).

(2) dans une hypothèse métasomatique. Les caractéristiques chimiques des pyroxénites de PM8 et PM10 peuvent s'expliquer par la percolation dans des péridotites préexistantes d'un grand volume de liquides déjà relativement fractionnés. La percolation s'accompagne d'une dilution limitée de l'olivine et bien sûr d'une cristallisation de pyroxènes (Chanefo *et al.*, soumis). De telles conditions ne peuvent s'expliquer que par un processus de percolation de type « percolative fractional crystallization process » (Harte *et al.*, 1993). Un tel processus s'accompagne généralement par des enrichissements extrêmes en LREE et autres éléments très incompatibles (model b) (Bedini *et al.*, 1997, Bodinier *et al.*, 2004). Mais Chanefo *et al.* (soumis) expliquent par un modèle de ce type les pyroxénites de type C du massif péridotitique de Ronda (Espagne) qui sont caractérisées par des cpx avec des spectres de terres rares appauvris en LREE et HREE par rapport au MREE (spectres convexes vers le haut).

- Les pyroxénites de type (ii) : PM8 et PM12

La formation de leurs pyroxènes magnésiens peut s'expliquer aussi bien dans l'hypothèse d'une *origine magmatique* par une cristallisation à partir, dans ce cas, d'un liquide peu différencié ayant peu circulé dans le manteau, (cristallisation « in situ »-Foley *et al.*, 2003, Downes, 2001). Dans cette hypothèse, une mise en place sous forme de petites ségrégations (< cm) limitera les phénomènes de différenciation du liquide, et par contre favorisera un effet tampon du manteau péridotitique, en particulier sur les teneurs en MgO (et donc de leur rapports Mg#). Cependant une *origine métasomatique* reliée à des processus de réaction entre le même type de liquide peu différencié et des péridotites mantelliques ne peut pas être écartée car on aboutirait également dans une telle hypothèse aux caractéristiques pétrographiques et géochimiques, observées au cours de ce travail, dans les webstérites de type (ii) de la Zone Nord patagonienne (Dantas *et al.*, 2007 ; Chanefo *et al.*, soumis).

Il est temps à ce stade de la discussion de revenir sur le fait que le manteau supérieur de Cerro de los Chenques, échantillonné sous forme d'enclaves, est caractérisé par un continuum modal des lherzolites jusqu'aux webstérites à olivine les plus riches en pyroxènes (cf annexe ; Dantas *et al.* en préparation), avec notamment une augmentation nette du mode de l'orthopyroxène. De plus, bien que les clinopyroxènes des webstérites soient légèrement plus riches en sodium, en aluminium et plus pauvres en silice (avec aussi des rapports Mg# un peu plus faibles) que ceux des lherzolites associées, les teneurs en éléments traces des deux types de clinopyroxène (lherzolitique et webstéritique) sont similaires (Figure IV-21, 22). En effet, ils ont dans les deux cas des spectres de type appauvris en LREE par rapports aux MREE et HREE. Dans le massif de Ronda une association similaire, entre des litages de webstérites et de lherzolites, a été décrite par Chanefo *et al.* (soumis). Ils attribuent leur formation par un remplacement métasomatique des péridotites lors de réaction roche/liquide. Tout comme pour Cerro de los Chenques, ils ont des spectres de terres rares des cpx appauvris en LREE par rapport aux HREE, similaires dans les deux lithologies, mais dans leur cas un appauvrissement systématique en HREE par rapport aux MREE s'observe également. Le processus de formation invoqué par ces auteurs est basé sur la dissolution de l'olivine et la précipitation de clinopyroxène et de spinelle (voir aussi Kelemen *et al.*, 1992). Avec l'augmentation de la refertilisation, ils notent une diminution du Mg#, beaucoup plus importante que dans le cas de Cerro de Los Chenques, qui est une forte indication que le liquide percolant le massif de Ronda a connu un substantiel fractionnement. Une autre différence réside dans le fait que le rapport opx/cpx est beaucoup plus élevé dans le cas de

Chapitre IV: Xénolites mantelliques du Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Cerro de los Chenques par rapport à Ronda (voir tableau IV-4 de cette étude et le tableau 1 de Chanefo *et al.*, soumis).

La présence d'un tel enrichissement en orthopyroxène peut s'expliquer par :

- la circulation de liquides ou de fluides dérivés de la déshydratation de lithosphère océanique subductée (ex. Kelemen *et al.*, 1998 ; Smith et Riter, 1997 ; Smith *et al.*, 1999 ; McInnes *et al.*, 2001) voire de liquides issus de la fusion partielle de ce matériel subducté (adakites ; Kepezhinskis *et al.*, 1995).
- La circulation de liquides alcalins évolués, différenciés, sur-saturés en silice (ex. Wulff-Pedersen *et al.*, 1996 ; Arai *et al.*, 2006) ou de liquides sub-alcalins parfois clairement tholéïtiques (ex. Dantas *et al.*, 2007 ; Garrido et Bodinier, 1999).

L'enrichissement en silice du manteau péridotitique est répandu à travers le coin mantellique au dessus d'un slab qui subducte. L'agent impliqué est considéré comme un liquide ou un fluide dérivant de la déshydratation, voire plus rarement et dans certaines conditions, de la fusion du slab (ex. Kelemen *et al.*, 1998 ; McInnes *et al.*, 2001). Ces liquides/fluides sont en général riches en silice et en eau, et réagissent avec les olivines du manteau lors de leur circulation dans le coin mantellique. Des expériences de fusion à hautes pression (Rapp *et al.*, 1991, 1999) indiquent que la fusion partielle de basaltes métamorphisés du slab peut produire des liquides riches en silice lesquels ont des compositions similaires à ceux des adakites (Defant et Drummond, 1990). De tels liquides peuvent réagir avec les péridotites mantelliques pour former des pyroxénites (ex. Arai *et al.*, 2003). Cependant, dans la plupart des péridotites et pyroxénites (ex. Franz *et al.*, 2002 ; Grégoire *et al.*, 2001 ; Arai *et al.*, 2004 ; Smith et Riter, 1997 ; Smith *et al.*, 1999), les opx considérés comme issus de réactions avec des fluides ou liquides, issus de la déshydratation (voir fusion) d'un slab, sont caractérisés par des teneurs très faibles en aluminium (très souvent $\ll 3$ wt%) et en titane ($< 0,05$ wt%) et des teneurs élevées en silice, ce qui est en désaccord avec les compositions des orthopyroxènes des webstérites de PM8 et de PM12 (type ii) mais aussi avec la plupart de celles des opx des webstérites de PM6 et PM10 (type i). Il faut enfin préciser que la probabilité pour que de tels liquides/fluides puissent affecter le manteau supérieur est d'autant plus grande que ce manteau se situe proche de l'arc volcanique, et par voie de conséquence, proche du slab. Les localisations géographiques de Cerro Aznare (PM6) et de Cerro de los Chenques (PM12) sont en accord avec une telle situation, mais pas celles de Cerro Rio Chubut (PM10) et de Praguaniyeu (PM8).

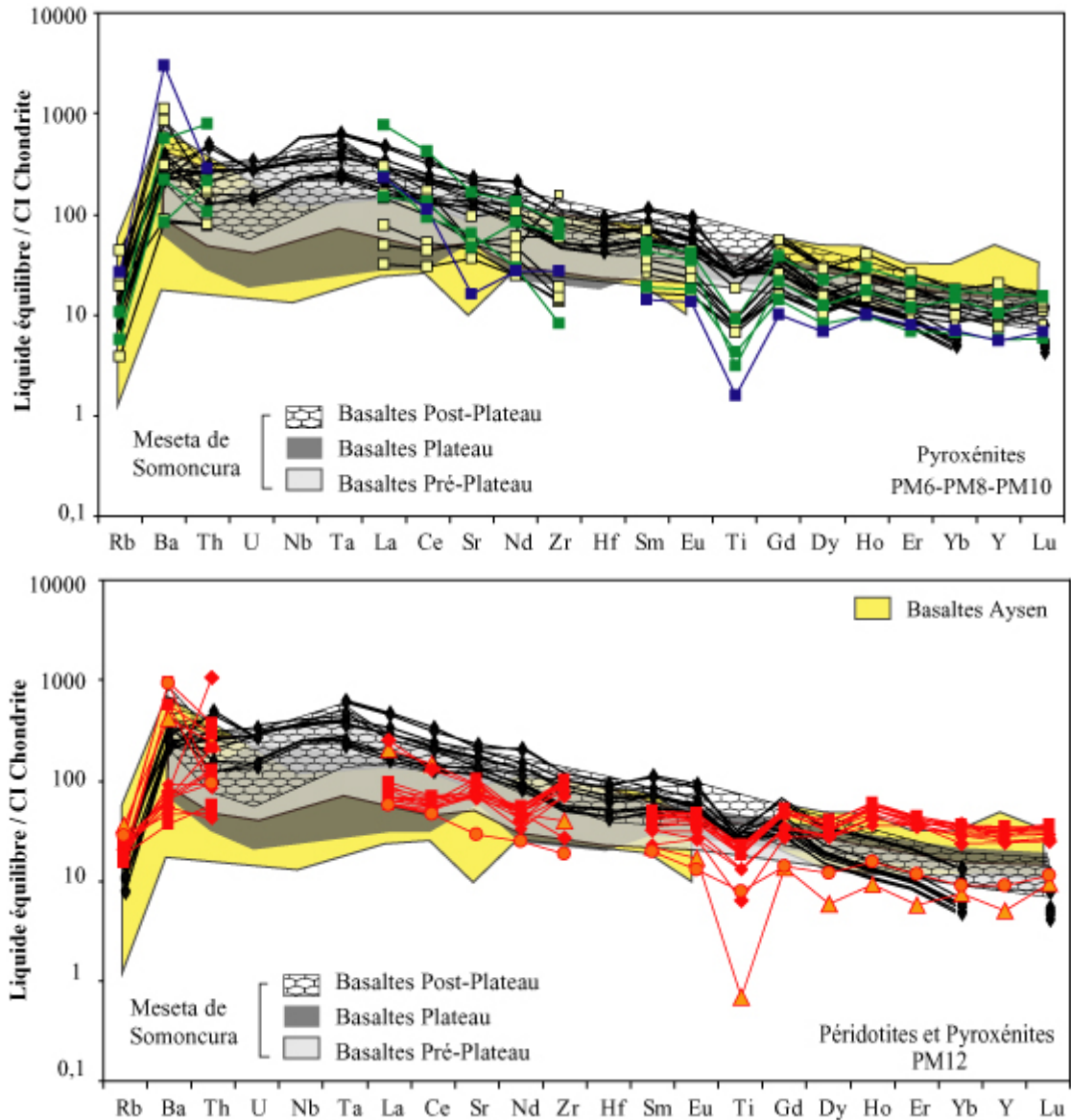


Figure IV-26 : Diagrammes étendus des éléments traces des liquides théoriques à l'équilibre avec les clinopyroxènes des pyroxénites de Cerro Aznare (PM6) et de Praguaniyeu (PM8), de Cerro Rio Chubut (PM10) (en haut). Les spectres des liquides théoriques avec les cpx des péridotites (losange et triangle) et avec les cpx des pyroxénites (carré et rond) de Cerro de los Chenques (PM12) sont représentés en bas. Les coefficients de partage entre cpx et liquide sont issus de McKenzie et O'Nions (1991) et de Hart et Dunn (1993). Les basaltes des provinces de pré-plateau, plateau et post-plateau de la Meseta de Somoncure (Kay *et al.*, 2006), ainsi que les basaltes de Aysen (Hervé *et al.*, 1995 ; Parada *et al.*, 2001) sont aussi représentés en fond. Les spectres en noir correspondent aux basaltes hôtes de ces échantillons (Chapitre III). Symboles en rouge et orange : Cerro de los Chenques ; en vert : Cerro Rio Chubut ; en bleu : Praguaniyeu ; en jaune et noir : Cerro Aznare.

Il semble, donc, que les pyroxénites de la Zone Nord patagonienne sont soit d'origine magmatique, soit d'origine métasomatique mais que dans les deux cas, leur formation semble pouvoir être associée à la circulation dans le manteau supérieur de magmas mafiques silicatés

d'affinité sub-alkaline ou alcaline. Pour tester une telle hypothèse, le calcul des liquides théoriques à l'équilibre avec les clinopyroxènes des deux types de pyroxénites a été réalisé en utilisant les coefficients de partage entre les clinopyroxènes et les basaltes de Hart et Dunn (1993) et de McKenzie et O'Nions (1991).

De manière plus nette que dans le cas des péridotites de PM8 et de PM10, les résultats des calculs indiquent des similarités entre les teneurs en terres rares et autres éléments traces incompatibles de la majorité des liquides théoriques en équilibre avec les cpx des deux types de pyroxénites de la Zone Nord patagonienne et celles des basaltes de la Meseta de Somoncuro et des basaltes d'âge Mésozoïque-Eocène de la région d'Aysen (Chili) (Figure IV-26). Par rapport aux péridotites de PM8 et PM10, les anomalies observées pour les liquides en équilibre par rapport aux spectres des basaltes sont à peu près les mêmes mais elles sont dans le cas des pyroxénites encore moins nombreuses et moins nettes (pour plus de détails concernant ces anomalies, voir « type de métasomatisme » au dessus dans la discussion concernant les péridotites). Cette modélisation des liquides en équilibre va donc encore une fois dans le sens d'une nature de type liquide mafique silicaté alcalin pour les liquides à l'origine de la formation des deux types de pyroxénites (type (i) et type (ii)).

IV-1.3. L'enclave composite de Cerro de los Chenques : orthopyroxénite/harzburgite (PM12-10)

Cette enclave composite se compose d'une orthopyroxénite recoupant une harzburgite. Les similitudes de composition en éléments majeurs et traces de ces clinopyroxènes avec ceux de la harzburgite PM12-26, laissent à penser que la harzburgite encaissante a connu une histoire comparable à la harzburgite non composite de Cerro de los Chenques, en terme de taux de fusion partielle subit et d'enrichissement ultérieur en LREE. Les opx-1 de l'encaissant harzburgitique sont identiques à ceux de la harzburgite PM12-26. La veine d'orthopyroxénite (opx-2), quant à elle, correspond au dernier événement majeur qui a affecté cet échantillon avant sa remontée vers la surface. Cet événement est lié à la circulation d'un fluide ou d'un liquide dans un manteau harzburgitique. Ces opx -2 sont légèrement plus riches en Cr₂O₃ et Al₂O₃ et moins siliceux que les opx-1 de la harzburgite encaissante. Les compositions chimiques des opx-2 sont en fait proches de celles des opx secondaires (Avacha-type, Arai *et al.*, 2003) de nombreuses péridotites métasomatisées par des liquides (ou fluides) aqueux riches en SiO₂ en contexte d'arc (ex. Kelemen *et al.*, 1998 ; Smith et Riter, 1997 ; Smith *et al.*, 1999 ; McInnes *et al.*, 2001 ; Kelemen *et al.*, 1992; Arai *et al.*, 2006).

Chapitre V : Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

I- Etat des connaissances

Au niveau de la Patagonie centrale (46-49°S), des xénolites mantelliques ont été découverts dans la localité « Estancia Lote 17 », située à proximité de Gobernador Gregores (Gorring et Kay, 2001 ; Laurora *et al.*, 2001 ; Rivalenti *et al.*, 2004 a,b ; Aliani *et al.*, 2004) et, de Cerro Redondo (Schilling *et al.*, 2004), située plus au sud. Le site de Tres Lagos, dans lequel de nombreux xénolites mantelliques ont été étudiés (Rivalenti *et al.*, 2004 ; Bjerg *et al.*, 2005 ; Ntaflos *et al.*, 2006), se situe à 150 km au sud-ouest de Gobernador Gregores, et à moins de 100 km à l'ouest de Cerro Redondo. Malgré l'appartenance de ce site à la zone sud (49°-52°S) compte tenu de sa latitude, j'ai décidé de l'incorporer à la zone centrale. En effet, il me semble plus judicieux et plus logique de mettre en parallèle des fragments de manteau supérieur échantillonnés au niveau de localité situées à moins de 130 km l'une de l'autre, que de comparer le manteau de Tres Lagos à celui de Pali Aike, localité située à environ 300 km plus au sud (Figure II-16).

Les enclaves mantelliques de l'Estancia lote 17 affleurent au niveau d'un diatrème recoupant le plateau Néogène « Meseta Central » et situé en position arrière-arc. Les suites de xénolites, présentées dans les travaux de Laurora *et al.* (2001) et Rivalenti *et al.* (2004 a, b), sont constituées principalement de lherzolites (86 %), de harzburgites (12 %), de rares wehrlites et de dunités (2 %), auxquels il faut ajouter des webstérites à olivines décrites par Gorring et Kay (2001). Outre leur grande taille (10-60 cm), ces enclaves sont exceptionnelles par leur richesse en amphibole, en phlogopite et autres phases accessoires (carbonate, apatite et verre). Laurora *et al.* (2001) estiment que 43% des échantillons qu'ils ont étudiés contiennent des phases minérales hydratées. Ces différents auteurs n'ont pas subdivisé leur suite de xénolite selon les mêmes critères, mais ils s'accordent à dire qu'il n'existe pas de lien apparent entre les textures et les types d'assemblages minéralogiques. Les principales textures observées sont de type granulaire à gros grains (protogranulaire avec des cristaux de 4 à 6 mm, Gorring et Kay, 2001) et de type porphyroblastique à grains moyens (porphyroclastiques avec des cristaux de 1 à 3mm, Gorring et Kay, 2001). Les travaux de ces auteurs sont

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

essentiellement basés sur l'étude de la composition chimique des roches totales et des différentes phases minérales. Ils montrent que le manteau lithosphérique appauvri de Gobernador Gregores a subi un épisode métasomatique majeur, entraînant la recristallisation des phases primaires et l'addition de phases accessoires (amphibole, phlogopite, apatite). D'après ces auteurs, l'étude des enclaves permettent de reconstituer une colonne mantellique zonée : (i) les enclaves contenant des amphiboles titanifères ($Mg\#$ faibles + anomalies positives en Ti et Nb + Zr/Hf ~ 1) représentent un niveau profond percolé par de grands volumes d'agents métasomatiques ; (ii) les xénolites contenant des amphiboles magnésiennes ($Mg\#$ élevés + anomalies négatives en Ti et >0 en Nb + Zr/Hf élevé) correspondent à un niveau percolé par de petits volumes de liquides métasomatiques résiduels ; et, (iii) les xénolites non métasomatisés correspondraient aux niveaux mantelliques les plus superficiels échantillonnés par la lave hôte. Ces auteurs (Laurora *et al.*, 2001 et Rivalenti *et al.*, 2004 a, b) proposent que l'agent métasomatique pourrait être un fluide aqueux riche en Cl, qui dériverait probablement de la plaque subductée et non pas un liquide siliceux carbonaté. Gorrington et Kay (2001), à partir des compositions en éléments majeurs et traces des phases minérales et des compositions isotopiques Sr - Nd des diopsides, suggèrent que les péridotites à spinelles de Gobernador Gregores documentent un fort métasomatisme carbonatitique affectant une lithosphère continentale d'arrière-arc.

Les travaux de Schilling *et al.* (2005) ont été réalisés sur six enclaves mantelliques de Cerro Redondo (49°07'S-70°08'W). Cerro Redondo est un ancien cône de cendres volcaniques érodé. Les produits volcaniques constitutifs sont d'affinité alcaline, et renferment des enclaves mantelliques (2 à 30 cm) à spinelle. La suite d'enclave se compose de lherzolites (83%) et de harzburgites (17%). Les auteurs proposent que ces enclaves proviennent d'une colonne mantellique homogène, située à une profondeur comprise entre 36 et 63 km. La harzburgite, qui ne montre aucune évidence d'interaction avec la lave hôte, a une texture à l'équilibre, de faibles concentrations en TiO_2 , CaO, Na_2O et K_2O , un spectre de terres rares plat, et des rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.70519 et $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0.51297. Elle est le témoin d'un manteau lithosphérique sous-continental. Les autres enclaves, qui présentent des traces d'interaction avec la lave porteuse, sous la forme de textures de déséquilibre (réactions au niveau des bordures des enclaves, lamelles d'exsolutions) et de concentrations croissantes en TiO_2 , CaO, Na_2O , K_2O et en terres rares légères (LREE). Les auteurs concluent que les six xénolites étudiés représentent des étapes différentes des processus d'interactions basaltes/enclaves qui expliquerait les variations de leurs caractéristiques pétrographiques,

géochimiques et isotopiques. Les processus d'interaction ont probablement débutés pendant le transport des enclaves vers la surface et se sont poursuivis dans la chambre magmatique sous-volcanique de Cerro Redondo. De ce fait, en se basant sur l'étude de ces seuls échantillons, les auteurs n'ont pu aborder les processus pétrogénétiques intrinsèques au manteau supérieur avant la prise en charge par la lave hôte.

La suite d'enclaves de Tres Lagos est constituée principalement de lherzolites (52%) et de harzburgites (30%), de quelques dunites (11%), et de rares pyroxénites (6%, webstérites et clinopyroxénites). L'étude de Ntaflos *et al* (2006) porte sur les péridotites et cherche à en comprendre leur nature et leur évolution en s'appuyant sur leurs caractéristiques pétrographiques et géochimique (globale et minérale). Ces fragments de manteau sont les témoins d'un manteau sub-lithosphérique appauvri en composants basaltiques. Un premier groupe (1) atteste d'un métasomatisme cryptique ou modal. Le second groupe (2) est non-métasomatique et serait constitué par des résidus de fusion. Les enclaves du groupe (1), qui est minoritaire, sont partiellement mylonitisées, et le métasomatisme qui les affecte est associé aux processus tectoniques à l'origine de la mylonitisation. Les enclaves du groupe (2) montrent des compositions globales enrichies en terres rares légères (LREE), alors que leurs clinopyroxènes sont caractérisés par un appauvrissement en LREE. Cette dichotomie est probablement causée par l'infiltration de la lave hôte qui fausserait les compositions chimiques globales comme dans le cas des enclaves mantelliques de Cerro Redondo. Les auteurs démontrent que le manteau de Tres Lagos a pu subir deux épisodes de fusion partielle: (a) un premier correspondant à 2% de « batch melting » dans le faciès des péridotites à grenat, puis (b) le résidu de fusion de ce premier événement a subi un second épisode de fusion partielle correspondant de 2 à 8% de « batch melting » dans le faciès des péridotites à spinelle. Par contre, les péridotites de Tres Lagos n'ont pas été affectées par des processus métasomatiques liés à la subduction. Elles pourraient représenter une pièce isolée d'un vieux manteau lithosphérique, dans lequel le métasomatisme n'a pas été un processus significatif.

II- Etude pétrographique

II-1. Cerro Clark (PM24)

La localité PM24 correspond au site de Cerro Clark situé à 46°43'01''S – 69°29'36''W, dans la province de Santa Cruz, (Gorring *et al.*, 1997 ; Figure II- 14). La suite de 13 nodules mantelliques présentée ici, est constituée principalement de lherzolites à spinelle, et en moindre quantité de webstérites à spinelle et à olivine, ainsi que de clinopyroxénites à spinelle (cf. annexe).



Figure V- 1: Photographies des enclaves mantelliques de Cerro Clark (PM24) localisé au nord de la région Santa Cruz, Argentine. Des xénolites, de toutes les tailles (du cm à plusieurs cm, photo de gauche), sont piégés dans du basalte. L'enclave (photo de droite) présente des niveaux riches en pyroxènes, dans la partie gauche de l'échantillon, alors qu'à droite, elle est plus riche en olivine.

De manière générale, ces enclaves sont de petits diamètres (5 cm en moyenne, Figure V-1), et piégées dans du basalte. Tous mes xénolites sont dépourvus de phases hydroxylées. L'absence de lithologies hydratées ainsi que de lithologies appauvries en clinopyroxènes et des lithologies hydroxylées est sans doute à relier à un biais lors de l'échantillonnage sur le terrain. En effet, de rares harzburgites à spinelle et une lherzolite contenant des amphiboles ont été échantillonnées sur ce même site (Comm. Pers. Ntaflos).

Les empreintes d'interaction avec la lave hôte sont répandues dans les xénolites de Cerro Clark. En effet, PM24-24, PM24-29, PM24-27, PM24-09 et PM24-30 renferment des orthopyroxènes au contact direct avec la lave qui sont déstabilisés et remplacés par des amas d'olivines, du verre et des opaques. Ceux présent au cœur des enclaves ont des bordures spongieuses, plus ou moins bien développées. Les clinopyroxènes peuvent parfois avoir des bordures spongieuses très étendues, et au contact avec la lave, être recristallisés sous forme de nouveaux clinopyroxènes bruns (PM24-24 ; PM24-29 ; Figure V-2b).

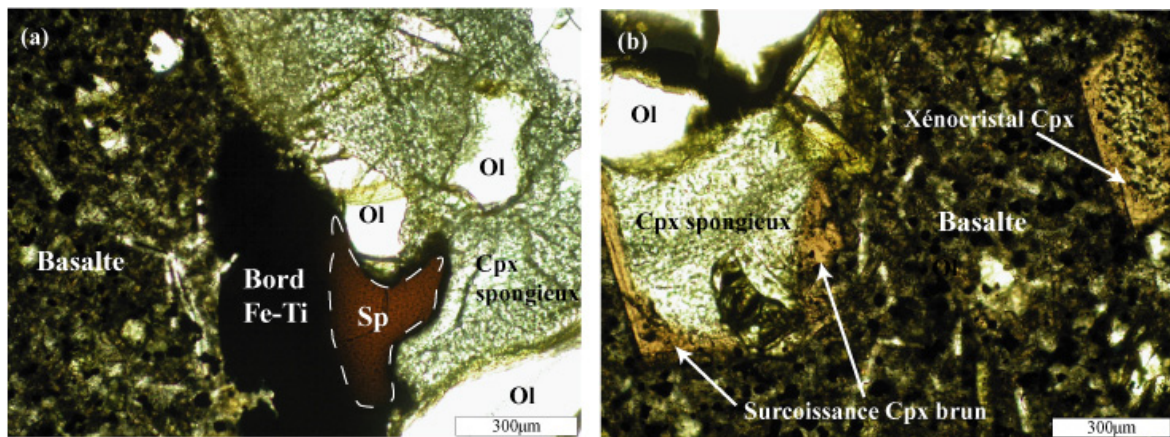


Figure V-2 : (a) Microphotographies (LNA) d'un spinelle mantellique de l'échantillon PM24-25 en cours d'opacification. Nous notons que le clinopyroxène a une texture spongieuse (nuageuse), alors que l'olivine est claire. En (b), dans la lherzolite PM24-22, le clinopyroxène situé en bordure d'enclave est entièrement spongieux. De plus, nous notons en bordure de ce clinopyroxène une surcroissance brune qui correspond à un clinopyroxène non spongieux. Dans la lave (à droite), un cristal de clinopyroxène brun aux bordures plus sombres semble être un ancien clinopyroxène mantellique.

Autour des spinelles (PM24-24, PM24-26, PM24-27), nous observons des olivines sub-automorphes à automorphes, de petites tailles ($\sim 20^{\text{aine}}$ de μm), accompagnées parfois de feldspaths et qui sont probablement reliées à la circulation de l'encaissant basaltique au sein de l'enclave. Dans PM24-09 et PM24-25, le spinelle a une bordure noire de quelques μm , d'aspect spongieux. En s'éloignant du contact avec le basalte, la couronne noire diminue jusqu'à disparaître (Figure V-2a). Dans les lherzolites PM24-24, PM24-26 et PM24-27, nous notons la présence de spinelles complètement opaques au cœur de l'échantillon témoignant d'une infiltration intensive du basalte. Les autres caractéristiques liées aux interactions avec la lave sont les mêmes que celles qui ont été décrites et illustrées précédemment pour les petites enclaves de la Meseta de Somoncuro (voir Chapitre IV).

II-1.1. Les lherzolites à spinelle

Leurs compositions modales en olivine sont souvent proches voire supérieures à 60%, exceptés pour PM24-24, PM24-21, PM24-20 qui contiennent ~ 50 % d'olivines (54, 49 et 47 %, respectivement). Nous notons que les xénolites contenant moins de 60% d'olivine sont riches en orthopyroxènes (~30%, cf. annexe). Les teneurs en clinopyroxènes varient entre 6 et 18%. Les échantillons les plus pauvres en clinopyroxènes sont PM24-23 et PM24-29, alors que le plus riche est la lherzolite PM24-09. Les teneurs en spinelle oscillent entre 1 et 5%. Les enclaves contenant le plus de spinelle correspondent à celles ayant des modes en olivine (PM24-20 et PM24-21) les plus faibles.

Les lherzolites PM24-22, PM24-23, PM24-24 ont une texture déformée à gros grains. Cette texture correspond au type porphyroclastique de Mercier et Nicolas (1975). Dans PM24-24, nous notons une orientation préférentielle des grains, soulignée par l'alignement des spinelles, alors que PM24-22 et PM24-23, ne présentent pas d'orientation préférentielle de forme. Dans ce dernier échantillon, la distribution bimodale des phases minérales est moins nette. Les olivines et les orthopyroxènes sont de grandes tailles, avec des diamètres moyens de 3 à 4 mm, et des tailles exceptionnelles de 8 à 10 mm. En bordures des plus gros grains, des amas d'olivines et d'orthopyroxènes automorphes de 1 à 2 mm s'observent. Les olivines montrent systématiquement des extinctions ondulantes, des kink bands et des sous-grains, et parfois des jonctions triples à 120°. Les orthopyroxènes sont souvent clivés et présentent des extinctions ondulantes. Les clivages sont parfois pliés. Dans la lherzolite PM24-24, les porphyroclastes d'orthopyroxènes (6 mm en moyenne) sont plus grands que ceux des olivines (4 mm en moyenne), et ne montrent pas systématiquement des extinctions ondulantes. Les clinopyroxènes et les spinelles sont les phases minérales les moins abondantes et les plus petites (<1-2 mm). Les clinopyroxènes sont sub-automorphes à interstitiels, clivés, et présentent des extinctions ondulantes. Dans l'échantillon PM24-24, ils présentent systématiquement des bordures de grains spongieux. Les spinelles bruns sont présents sous formes vermiculaires, pœcilitiques et mesurent jusqu'à ~3 mm, alors que les plus petits grains (<1 mm) sont interstitiels. Ils sont de manière générale associés aux pyroxènes, et peuvent se trouver en inclusions dans les orthopyroxènes.

La lherzolite PM24-09, tout comme celles décrites ci-dessus, a une texture porphyroclastique, mais elle en diffère principalement par la répartition et la disposition du spinelle, et par la taille des clinopyroxènes. En effet, les spinelles rouges-rouilles, de grandes tailles (3-4 mm) et pœcilitiques sont concentrés dans un même niveau. Ils sont étroitement

associés à des orthopyroxènes xénomorphes (Figure V-3a) et renferment parfois des inclusions rondes de clinopyroxènes et d'orthopyroxènes. Des spinelles de plus petites tailles (<1mm), sub-automorphes, s'observent en inclusion dans des pyroxènes. Les clinopyroxènes ont des tailles variables, avec des grains sub-automorphes de 4 à 5 mm et des grains interstitiels de 1 mm. Les plus grands montrent des extinctions ondulantes et des sous-grains. Les orthopyroxènes et les olivines sont identiques à ceux de PM24-22, PM24-23 et PM24-24 (voir ci-dessus).

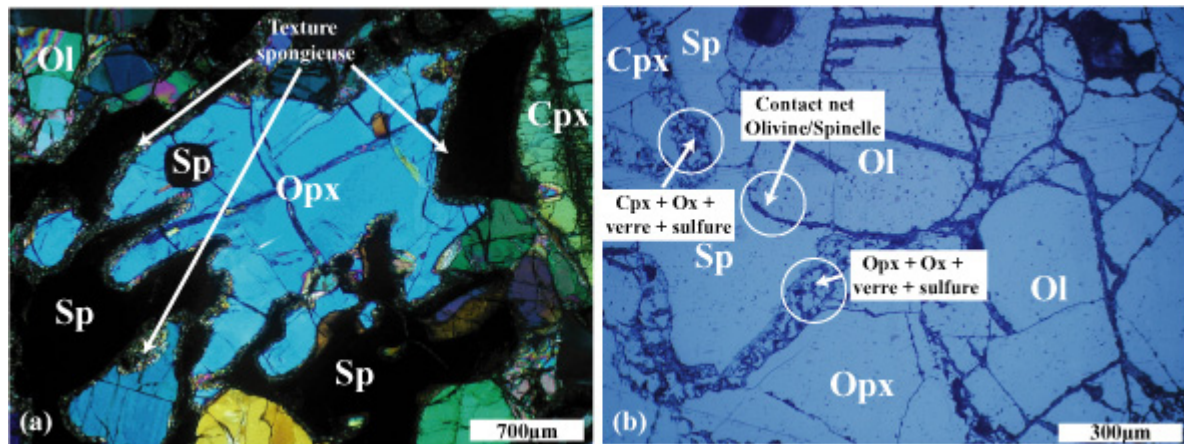


Figure V-3 : Microphotographies dans la lherzolite à spinelle PM24-09. Le contact entre les spinelles interstitiels et les pyroxènes, est souligné par une accumulation de minéraux (a et b) de petites tailles (<10µm). Ces minéraux sont des opaques, des sulfures, et des pyroxènes qui sont piégés dans du verre.

Les clinopyroxènes et les spinelles, et dans une moindre mesure les orthopyroxènes, présentent des bordures spongieuses de plus en plus développées en s'approchant du basalte. Le spinelle au contact des olivines présente une bordure nette alors que les bords de spinelle en contact avec les pyroxènes spongieux sont déstabilisés. En effet, le spinelle apparaît être en déséquilibre avec le verre contenu dans la zone spongieuse des pyroxènes (Figure V- 3b). Nous pouvons penser que si la déstabilisation était liée à une infiltration du basalte, alors les spinelles auraient perdu leur couleur rouille originelle et seraient devenus opaques mais non-spongieux (Figure V-2a).

Certaines lherzolites à spinelle (PM24-25, PM24-29 et PM24-27) ont des textures porphyroclastiques à tendance équi-granulaire. Les grosses olivines sont sub-automorphes et mesurent jusqu'à 4 mm, alors que les petits cristaux sont automorphes et se joignent à la mosaïque des pyroxènes avec des tailles de 1 mm. Les grandes olivines de PM24-29 sont toutes déformées (kink band) et apparaissent parfois étirées. En bordure des porphyroclastes, des néo-grains automorphes aux jonctions triples forment des amas. Les olivines de PM24-27

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

ne présentent que peu de kink bands et d'extinctions ondulantes. Les orthopyroxènes de ces trois échantillons sont pœcilitiques, aux bords courbes, et mesurent en moyenne 5 mm. Ils incluent des olivines rondes. Ces orthopyroxènes sont dépourvues d'extinctions ondulantes et d'autres traces de déformation. Des grains plus petits (1 mm) sont automorphes. Dans PM24-29, quelques orthopyroxènes sont xénomorphes à sub-automorphes, avec quelques extinctions ondulantes. Dans les plus grands grains, de nombreuses inclusions de clinopyroxène, d'olivine et de spinelle automorphe s'observent. Les plus grands clinopyroxènes qui mesurent en moyenne 3 mm, sont sub-automorphes et clivés. La majorité, de plus petite taille (<1 mm), sont automorphes et forment des jonctions triples à 120° (mosaïque). Les clinopyroxènes de PM24-29 sont interstitiels et de petites tailles (0.3 -1mm), ou bien, pœcilitiques et de plus grandes tailles (1,5 mm). Leurs bordures sont lobées et curvilignes. Tous les clinopyroxènes sont spongieux, seulement en bordure ou en totalité dans le cas des plus petits grains. Le spinelle, rare dans ces échantillons, est de couleur brun-rouille et mesure en moyenne 1 à 2 mm. Il peut être interstitiel et formé des sortes de chaînes, mais également automorphe et en inclusion dans les orthopyroxènes ainsi que dans certaines olivines.

La lherzolite PM24-32 a une texture intermédiaire entre porphyroclastique et équi-granulaire mosaïque (Mercier et Nicolas, 1975). Elle se sub-divise en un niveau riche en orthopyroxènes et olivines, et en un second dans lequel les clinopyroxènes et les spinelles sont plus abondants. La taille de grain diminue également entre le premier et le second niveau. Les grains d'olivine mesurent entre 5 et 6 mm. Ils présentent des kink bands et des sous-grains. Ils forment aussi souvent des jonctions triples à 120°. Ils sont bordés par de petits grains automorphes à jonction triple dont la taille n'excède pas 1 mm. Les plus grands grains d'olivine sont associés aux plus grands grains d'orthopyroxènes. Ces orthopyroxènes sont sub-automorphes et mesurent entre 3 et 5 mm. Parfois, ils montrent des ondulations de leurs clivages. Quelques rares grains, de plus petites tailles (1-2 mm), sont sub-automorphes, et apparaissent dans le niveau riche en spinelle et en clinopyroxène. Les clinopyroxènes sont xénomorphes et plus rarement sub-automorphes. Ils sont de petite taille (1 à 2 mm) mais ils peuvent exceptionnellement atteindre 3 mm d'envergure. Ils se positionnent aux interstices entre les autres phases minérales, et leurs bordures présentent de fins liserés « spongieux ». Les spinelles, bruns foncés, sont interstitiels à pœcilitiques (inclusion ronde de clinopyroxène). Ils mesurent en moyenne 1 mm, et sont associés aux clinopyroxènes.

Les xénolites PM24-20 et PM24-21 sont deux lherzolites, à tendances webstéritiques, car riches en pyroxènes (~50 %), notamment en orthopyroxènes. Leur texture est à grand

grain et de type porphyroclastique. Les orthopyroxènes sont de grandes tailles, sub-automorphes à xénomorphes, légèrement clivés, et avec des extinctions ondulantes. Certains, très grands, mesurent de 8 à 11 mm. A l'intérieur de ces orthopyroxènes géants, à bordures curvilignes, des inclusions rondes d'olivine, de clinopyroxènes et de spinelles (\pm automorphes) sont présentes. Les autres orthopyroxènes sont sub-automorphes avec une taille moyenne de 2 à 4 mm. Ils forment parfois des jonctions triples. Autour des grands porphyroclastes, des petits néo-grains automorphes d'une 100^{aine} de μm s'observent. Les olivines sont de tailles et de formes semblables à celles des orthopyroxènes. Dans PM24-21, les porphyroclastes d'olivines forment souvent des rubans long d'environ 8 mm, et montrent des sous-grains. Les clinopyroxènes, xénomorphes ou sub-automorphes, montrent systématiquement des extinctions ondulantes. Ils sont de petites tailles (1-2 mm), et ont des limites de grains curvilignes. Les spinelles sont bruns foncés mais translucides. Ils mesurent en moyenne 2 mm, et sont pour la plupart interstitiels et allongés et beaucoup plus rarement pœcilitiques.

II-1.2. La webstérite à olivine et spinelle (PM24-30)

La webstérite PM24-30 a une texture porphyroclastique, avec de grands cristaux. Elle est semblable aux lherzolites PM24-21 et PM24-20, mais contient une plus grande quantité d'orthopyroxène. Il apparaît donc une sorte de continuum modal entre PM24-21, PM24-20 et PM24-30, le long duquel les proportions en orthopyroxène et spinelle augmentent alors que celles en olivine diminuent, pour des proportions en clinopyroxènes similaires.

Les orthopyroxènes, sub-automorphes à pœcilitiques, mesurent en moyenne de 3 à 4 mm. Ils sont clivés et forment des jonctions triples à 120°. Le plus grand des orthopyroxènes, légèrement clivé, atteint une taille de 10 mm et montrent des traces de déformation intracristalline (extinctions ondulantes). Les clinopyroxènes sont xénomorphes à sub-automorphes, et mesurent en moyenne 1 mm. Un seul cristal de clinopyroxène sub-automorphe mesure 3 mm. Ils ont généralement des bords courbes et plus rarement rectilignes. Le spinelle brun rouille mesure en moyenne 1 à 2 mm et se positionne de manière interstitielle entre les autres phases minérales.

II-1.3. Les clinopyroxénites (PM24-02, PM24-03)

Elles sont toutes deux dépourvues d'olivine, et PM24-02 est la seule qui renferme quelques grains de spinelles. Cette dernière a une texture à gros grains de type porphyroclastique, alors que PM24-03 a une texture intermédiaire entre porphyroclastique et équi-granulaire avec de nombreux petits grains de taille uniforme et aux jonctions triples bien développées (Figure V-4a, b).

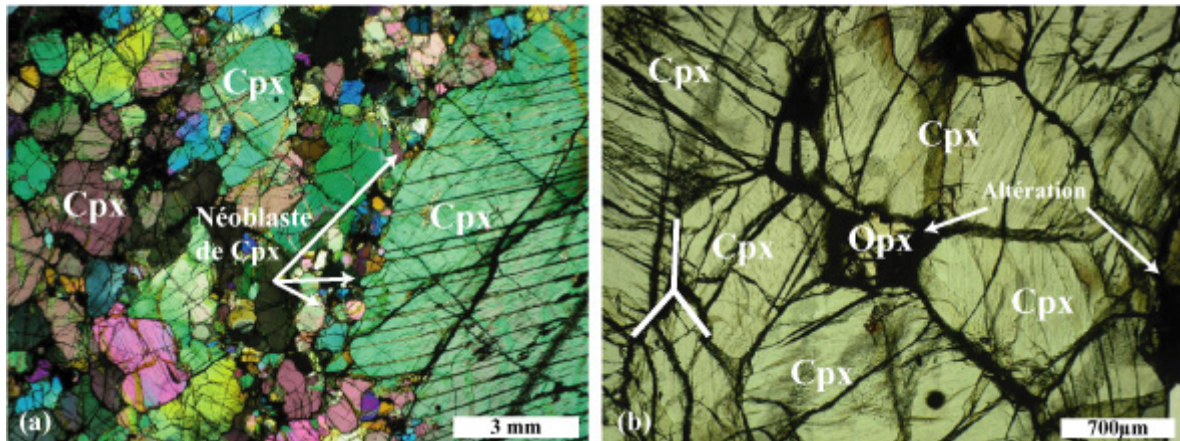


Figure V-4 : La clinopyroxénite PM24-02 (a, LPA) a une texture porphyroclastique, avec une distribution de taille de grains bimodales. De très grands clinopyroxènes peuvent mesurer jusqu'à 1 cm. En (b, LN), la clinopyroxénite PM24-03 a une texture transitionnelle entre porphyroclastique et équi-granulaire. Les grains de clinopyroxènes forment des jonctions triples au milieu desquelles sont logés parfois des orthopyroxènes de plus petite taille. Aux limites de grains, ainsi qu'autour des orthopyroxènes, nous notons la présence de produits d'altérations.

Dans PM24-02, la distribution de la taille des grains est bimodale (Figure V- 4a). En effet, elle varie d'un maximum de 11 mm pour les clinopyroxènes jusqu'à un minimum de 1 mm pour les orthopyroxènes. Les rares spinelles ont des tailles inférieures à 500 µm. Sa texture est de type porphyroclastique (Mercier et Nicolas, 1975). Les plus grands porphyroclastes de clinopyroxènes (5 à 11 mm), fracturés et clivés, sont bordés par des grains sub-automorphes à automorphes de plus petites tailles (1-2 mm) qui forment des jonctions triples, issues de processus de restauration. Les porphyroclastes sont fortement déformés comme en témoigne la présence de nombreuses extinctions ondulantes et de sous grains. Les petits cristaux de clinopyroxène se disposent parallèlement à l'allongement des porphyroclastes. Les orthopyroxènes de taille bien inférieure à celle des clinopyroxènes (1 mm) sont sub-automorphes, et se regroupent en amas à la jonction de plusieurs clinopyroxènes (Figure V-

4b). Sa texture est semblable à celle de la webstérite PM10-E3 (voir Chapitre IV), avec les clinopyroxènes se situant à la jonction des plus grands orthopyroxènes. Le spinelle est brun, en position interstitielle aux limites des grains des orthopyroxènes. Dans PM24-03, la taille des grains est uniforme (1 à 2 mm), et les jonctions triples à 120° sont communes (Figure V-4b). Les clinopyroxènes semblables à ceux de PM24-02 sont sub-automorphes à automorphes avec des extinctions ondulantes, et intensivement clivés. Dans les deux clinopyroxénites, les orthopyroxènes ne sont pas toujours clivés alors que les clinopyroxènes fortement clivés. Dans leurs clivages s'alignent des baguettes de spinelles.

II-2. Estancia El Cisne – Gobernador Gregores (PM23).

Le site PM23 correspond à la localité de Gobernador Gregores connue également dans la littérature sous le nom d'Estancia el Cisne ou Lote 17 (48°34'05''S – 70°11'05''W). Il est situé au cœur de la Meseta Central.



Figure V-5: A gauche, la photographie représente l'Estancia El Cisne (ou Lote 17) de la localité de Gobernador Gregores, au pied de laquelle nous avons échantillonné les enclaves ultramafiques en Avril 2004. A droite, Manuel Schilling et moi-même, discutons des enclaves, notamment de petites enclaves très riches en pyroxènes, dans le froid automnal. Les enclaves sont de grandes tailles, arrondies, souvent recouvertes d'une patine blanche (carbonate ?).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

Notre suite d'enclaves ultramafiques est constituée de 29 échantillons frais, ne présentant pas de contact direct avec leur encaissant volcanique. En effet, elles affleurent dans des dépôts meubles (tufs ; Figure V-5).

Ces enclaves sont de grandes tailles (5 à 40 cm), et de formes plus ou moins arrondies. Parfois, ils sont recouverts par un dépôt blanc (carbonate, dépôt hydrothermal ? Figure V-5, 6).

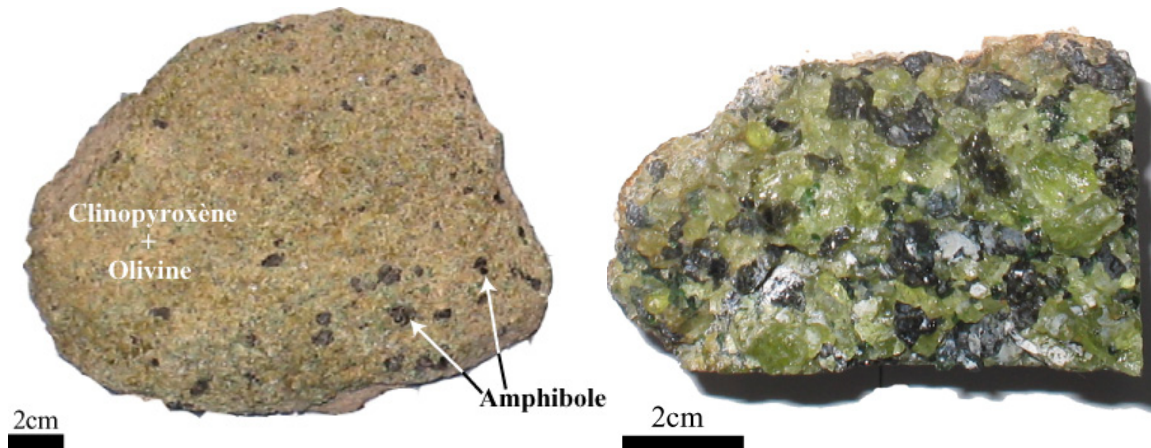


Figure V-6: Photographies de deux nodules, représentatifs de Gobernador Gregores. A gauche, la wehrlite à amphibole et à phlogopite PM23-6 est une enclave ronde de 15 cm de diamètre. Elle contient un niveau riche en amphiboles de grande taille, et montre un litage marqué par les clinopyroxènes. A droite, la harzburgite PM23-36 montre une texture à gros grains répandue parmi les lherzolites et les harzburgites de Gobernador Gregores.

Parmi ces xénolites, nous avons en majorité des lherzolites (9 anhydres et 9 hydratées), 8 wehrlites hydratées et 2 harzburgites anhydres à spinelle. Les webstérites et les clinopyroxénites sont absentes. Le seul faciès pyroxénitique est constitué par plusieurs petits filons d'orthopyroxènes recoupant une wehrlite (PM23-48). Les différents lithotypes et les compositions modales des enclaves mantelliques de Gobernador Gregores étudiées dans ce travail sont reportés dans le tableau en annexe.

Dans de nombreux échantillons, l'amphibole, le clinopyroxène et la phlogopite exhibent des couronnes de réactions. Ces couronnes de réactions se sont probablement formées peu de temps avant l'incorporation de l'enclave dans la lave porteuse ou lors de la remontée vers la surface. Les verres et les phases minérales secondaires associées pourraient constituer à eux seuls une étude à part entière mais ne sont pas la cible de la présente étude. De ce fait ces couronnes de réactions ne sont décrites que de manière succincte comme je l'ai fait pour les interactions enclaves/laves hôtes du chapitre IV.

II-2.1. Les lherzolites

Les lherzolites peuvent contenir ou non des phases hydroxylées, puisque nous avons des lherzolites à amphibole avec plus ou moins de spinelle, des lherzolites à phlogopite et à spinelle, et enfin des lherzolites anhydres à spinelles.

II-2.1.1. Les lherzolites à amphibole (PM23-01, PM23-10, PM23-30, PM23-45, PM23-47, PM23-56)

Parmi les lherzolites à amphibole, la plupart contiennent des spinelles noirs (PM23-01, PM23-10, PM23-30, PM23-45, et PM23-47), sauf la lherzolite PM23-56.

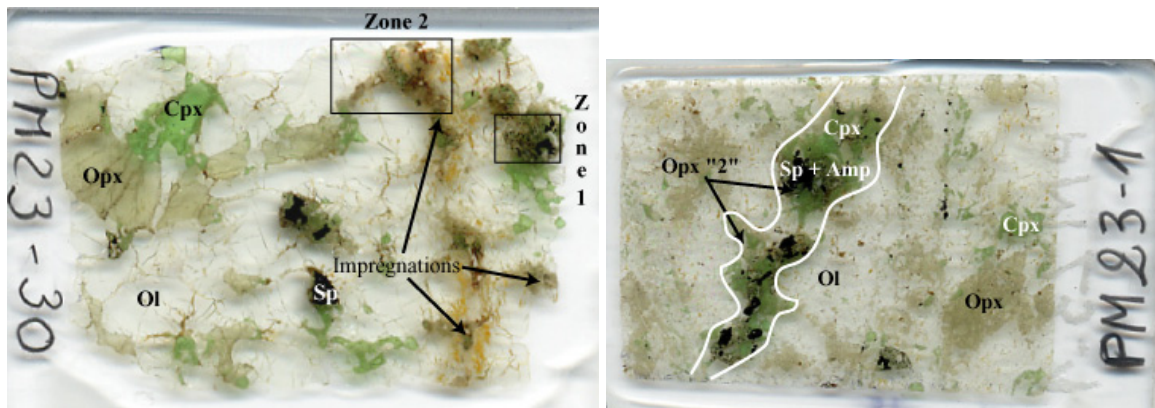


Figure V-7 : Photographies des sections épaisses (>120µm) des lherzolites à amphibole PM23-30 et PM23-01. Ces échantillons témoignent de l'hétérogénéité de ce type d'enclaves mantelliques. Dans PM23-30, nous notons une texture à gros grains (à gauche), en équilibre, considérée comme étant le protolite de départ. A droite, de nombreuses figures d'imprégnations, matérialisées par la présence de verre, d'amphibole, et d'orthopyroxène, et soulignées par une couleur orangée, semblent déstabilisées les spinelles et les clinopyroxènes initialement présent dans le protolite. Les zones 1 et 2, délimitées par des cadres, sont décrites plus bas dans le texte, et illustrées par des photographies prises au microscope optique et électronique à balayage (MEB). La lherzolite PM23-01 est recoupée par une zone où les clinopyroxènes, spinelles, amphiboles et orthopyroxènes « Opx-2 » se concentrent.

Les lherzolites à amphibole proposent un panel de texture allant de porphyroclastique (PM23-45) à équi-granulaire à gros grain (PM23-10, PM23-30) en passant par des textures transitionnelles entre ces deux extrêmes (PM23-01, PM23-47 et PM23-56). Elles sont toutes des lherzolites à amphibole, mais chacune d'entre elles ont des particularités bien spécifiques.

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

Les différences principales apparaissent au niveau des relations de phases entre les pyroxènes, notamment l'orthopyroxène, les spinelles et les amphiboles.

En effet, la lherzolite PM23-30 est recoupée par une zone de couleur orangée, constituée principalement de veinules contenant des orthopyroxènes « secondaires » accompagnés de clinopyroxènes, de spinelles automorphes, d'amphiboles ainsi que de verre (Figure V-7). L'échantillon PM23-01 se caractérise par une orientation préférentielle des grains et un niveau (veine ?) plus riche en clinopyroxènes et en spinelles (Figure V-7). Il existe des zones dans cet échantillon où la taille de grain avoisine quelques dizaines de microns (Figure V-9a), ce qui lui confère une texture unique pour du manteau échantillonné à Gobernador Gregores. La lherzolite PM23-45 montre également une orientation préférentielle de ces grains, avec un niveau riche en olivine au centre, bordé par des niveaux plus riches en orthopyroxènes, en clinopyroxènes et en spinelles (Figure V-9a). De nombreuses infiltrations de verres contenant de bulles de carbonates s'observent parallèlement à ces niveaux.

Les olivines de PM23-10 et de PM23-30 sont sub-à automorphes et mesurent de 2 à 5 mm. Elles ont parfois des bords lobés. Les gros grains montrent des extinctions ondulantes et des sous-grains. Des olivines automorphes forment des jonctions triples à 120°, conférant à l'échantillon une texture équi-granulaire mosaïque voire tabulaire par endroit. Les bordures peuvent avoir une apparence spongieuse. Quelques rares porphyroclastes étirés d'olivine subsistent dans PM23-01 et PM23-56, et peuvent mesurer jusqu'à 1 cm. Elles présentent des extinctions ondulantes et des sous-grains. La plupart des olivines de ces deux échantillons sont sub-automorphes, mesurent de 1 à 2 mm de long, et forment des jonctions triples. Les jonctions triples entre néoblastes sont plus rares dans PM23-47 alors que certains néoblastes sont clairement tabulaires dans PM23-01. Dans cette dernière, de plus petits grains automorphes aux bords lobés (1 mm) sont présents dans les zones les plus intensément déformées. Certaines olivines de PM23-56, PM23-10 et PM23-30 contiennent des inclusions rondes de clinopyroxènes, et automorphes d'orthopyroxènes. Les olivines de PM23-45, longues de 2 à 3 mm, sont sub-automorphes avec des extinctions ondulantes. En bordures de grain, nous observons de nombreuses baguettes ou grains polygonaux automorphes d'une 100^{aine} de μm . Ils sont parfois inclus dans du verre situé à proximité des carbonates.

Les orthopyroxènes sont pœcilitiques, avec des inclusions rondes d'olivines, à sub-automorphes avec des bordures quelquefois curvilignes. Ils ont des tailles moyennes de 4 à 5 mm dans PM23-10 et PM23-47. Les orthopyroxènes de PM23-10 ne présentent pas de traces de déformations intra-cristallines (ni extinctions ondulantes, ni sous-grains) alors qu'elles sont

répandues dans ceux de la lherzolite PM23-47. De rares orthopyroxènes polygonaux long de 2 mm sont en inclusion dans les olivines. Les orthopyroxènes de PM23-45, dans les niveaux riches en pyroxènes, sont de grandes tailles (5 à 7 mm), fracturés, et pœcilitiques aux bords courbes. Très rarement des extinctions ondulantes sont présentes. Dans le niveau central pauvre en pyroxènes, les orthopyroxènes mesurent en moyenne de 1 à 2 mm, sont interstitiels. Nous observons quelquefois des petites chaînes d'orthopyroxènes (voir opx-2 de PM23-30 et PM23-01, Figure V-8), toujours localisées à proximité de spinelles et de clinopyroxènes d'apparence déstabilisés et associés à du verre interstitiel et des carbonates. Dans PM23-56, les orthopyroxènes ont une taille moyenne de 1 à 2 mm, mais peuvent atteindre 6 mm. Leurs limites de grains sont courbes et ils contiennent des inclusions rondes d'olivines.

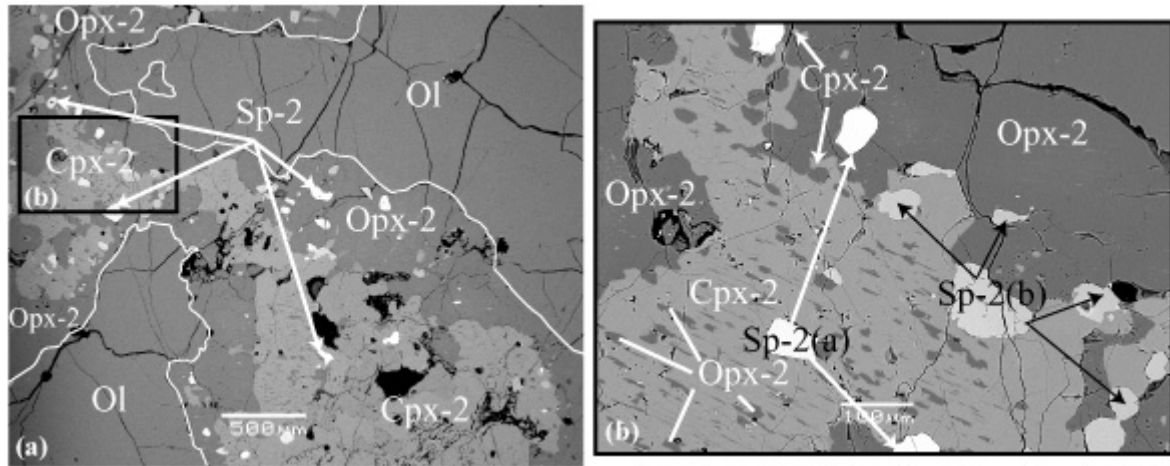


Figure V-8: Microphotographies prises au microscope électronique à balayage (MEB) de la zone 1 (Figure V-7) de la lherzolite PM23-30. (a) Les orthopyroxènes (opx-2) englobent les clinopyroxènes. Dans les clivages des clinopyroxènes, nous observons des opx-2 (b). Les clinopyroxènes sont nommés cpx-2, car ce sont des cpx-1 modifiés. Les orthopyroxènes (opx-2) ainsi que les clinopyroxènes (cpx-2) renferment deux types de spinelle (20-100µm) de couleurs différentes : Sp-2(a) blanc et Sp-2(b) gris clair. Les deux spinelles s'observent indifféremment dans les deux types de pyroxènes. Les opx-2 sont de petits grains sub- à automorphes.

Nous observons deux générations d'orthopyroxènes dans PM23-30: des grands (opx-1) mesurant de 2 à 9 mm, sub-automorphes et aux limites de grains courbes, et des petits automorphes (opx-2) mesurant quelques dizaines de microns et formant des veinules qui s'enracinent dans la zone orangée ou bien sont associés aux spinelles (sp-2) et aux clinopyroxènes (cpx-1, Figure V-7 et 8 ; zone 1 et 2). Les veinules d'opx-2 traversent de grandes olivines, ou bien sont localisés à des jonctions de grains. Le cœur des veinules est constitué de clinopyroxènes xénomorphes interstitiels (cpx-2) bordés par des opx-2 (Figure V-8). Ces cpx-2 contiennent des alignements d'opx-2 le long de leurs clivages. Les cpx-2 et

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

les opx-2 contiennent des inclusions de spinelle automorphes de deux types : Sp-2_(a) automorphes, et Sp-2_(b) sub-automorphes à xénomorphes. Sur la photographie prise au microscope électronique à balayage (MEB), le Sp-2_(a) apparaît plus brillant que le Sp-2_(b), ce qui est à relier à une différence de composition chimique.

Au cœur de l'échantillon PM23-01, il existe une zone d'accumulation de clinopyroxènes associés à un spinelle noir (Figure V- 7). La taille des clinopyroxènes varie de 200µm à 2 mm de long. Dans cette zone centrale, les grains de clinopyroxènes, tout comme les spinelles, ne sont pas déformés ni étirés. De ce fait, leur mise en place a dû se faire postérieurement à la phase de déformation, à l'origine de l'orientation préférentielle de l'échantillon. Les clinopyroxènes finement clivés forment des agglomérats. Ils sont sub-automorphes, aux bords lobés, et peuvent correspondre à des néo-grains formés par désorientation de sous grains de porphyroclastes préexistants. Ils sont accompagnés par de nombreux petits grains (10-100µm) automorphes d'orthopyroxènes, semblables aux orthopyroxènes secondaires (opx-2) de PM23-30. Dans le reste de l'échantillon, les clinopyroxènes sont xénomorphes à sub-automorphes et de taille inférieure au millimètre. Les orthopyroxènes n'apparaissent que rarement sous forme de porphyroclastes (8 mm), exhibant des extinctions ondulantes. Ils sont majoritairement xénomorphes et de petites tailles (500 µm à 1mm). Les limites de grain des deux types de pyroxènes sont concaves et leur confèrent une forme en « feuille de houe ». Les clinopyroxènes (cpx-1) de PM23-30 sont pœcilitiques et incluent des olivines rondes (100 µm). Ils mesurent de 2 à 3 mm de long en moyenne, et atteignent 5 mm lorsqu'ils sont éloignés de la zone orangée. De plus petits clinopyroxènes (300 µm) de forme arrondie s'observent au niveau des jonctions des grains d'olivines. Certains clinopyroxènes verts en lumière naturelle de PM23-01 et PM23-30 présentent des bordures de couleur rose pâle analogue à celle des orthopyroxènes.

Les clinopyroxènes de PM23-45, de PM23-47 et de PM23-56 sont xénomorphes à sub-automorphes et mesurent de 1 à 2 mm en moyenne dans PM23-47, alors qu'ils ne dépassent pas 1 mm dans PM23-56. Ils ont une bordure spongieuse lorsqu'ils sont en contact avec le spinelle. Les plus grands présentent des sous-grains. Par endroit dans PM23-45, les sous-grains forment des accumulations qui semblent ne faire qu'un grain en lumière naturelle. Les lherzolites PM23-45 et PM23-01 renferment de nombreuses veines contenant du verre et des bulles de carbonates, veines qui recoupent les porphyroclastes d'olivines (Figure V-9b).

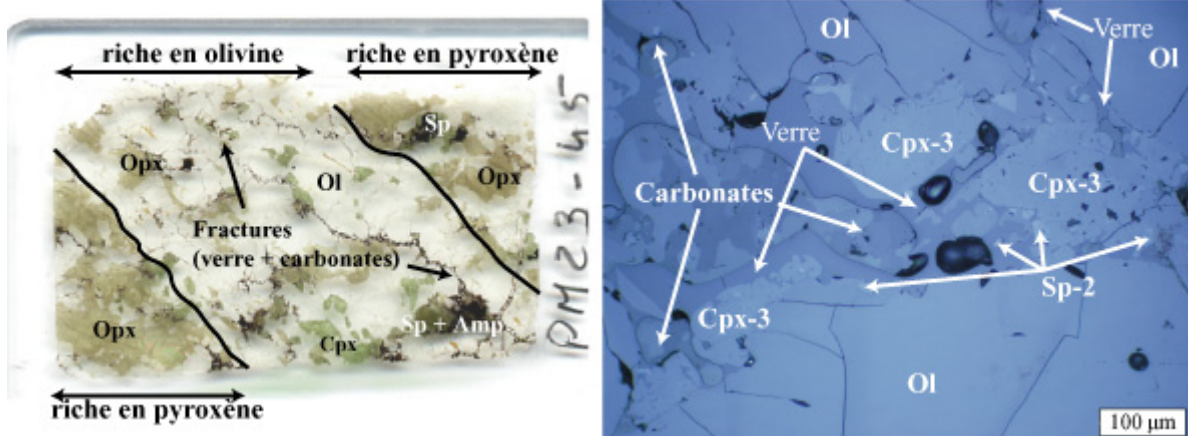


Figure V-9: (a) Photographie de la section épaisse de PM23-45. Au cœur de l'échantillon riche en olivine et en clinopyroxènes, nous observons de nombreuses fractures contenant principalement des bulles de carbonates prises dans du verre. Ce niveau est bordé de part et d'autre par des niveaux plus riches en orthopyroxènes et spinelles dans lesquels nous observons aussi quelques fractures à verres et carbonates. Dans les fractures (b), les bulles de carbonates sont isolées des autres phases minérales par le verre. De nombreux clinopyroxènes automorphes (cpx-3 ; ~100µm) et du spinelle (Sp-2 ; <10 µm), rognés par endroit ou incluant du verre, sont présents sur les bords des olivines.

Les clinopyroxènes sont nommés cpx-2 lorsqu'ils sont au cœur des veinules et cpx-3, lorsqu'ils sont automorphes dans les poches de verres + carbonates (PM23-45, Figure V-9b). Les cpx-2 correspondent probablement à des cpx-1 déstabilisés au cours d'une réaction avec un liquide (ou fluide), à l'origine également des opx-2. Les cpx-3 correspondent certainement à de nouveaux grains cristallisés directement à partir d'un liquide (fluide).

Les spinelles de PM23-10 sont bruns-noirs et automorphes (sp-2). Ils sont associés aux orthopyroxènes, mais sont également toujours présents dans les poches de verres. Leurs bordures sont spongieuses, et leurs tailles varient de <100µm à 500µm. Dans PM23-45, ils sont interstitiels et associés aux pyroxènes, ou pœcilitiques avec des inclusions de carbonates et de verres. Dans PM23-01, PM23-30 et PM23-47, les spinelles noirs sont relativement abondants (4 %) et de grandes tailles (sp-1). Ils sont xénomorphes, aux bords courbes et mesurent en moyenne de 1 à 2 mm. Ils ne sont pas étirés selon la foliation. Dans PM23-01 et PM23-30, ils semblent se sub-diviser en petits spinelles automorphes de moins de 50µm (sp-2) de large, comparables à ceux inclus dans les petits orthopyroxènes automorphes (opx-2, Figure V-8). Ils se situent clairement au cœur des clinopyroxènes dans PM23-01 et dans l'association clinopyroxènes-orthopyroxènes de PM23-30. Le spinelle de PM23-47 est associé au clinopyroxène et il est souvent environné par des amphiboles. Les spinelles

secondaires (sp-2) automorphes sont associés avec les cpx-2 et les opx-2 de PM23-01, PM23-30 et PM23-45.

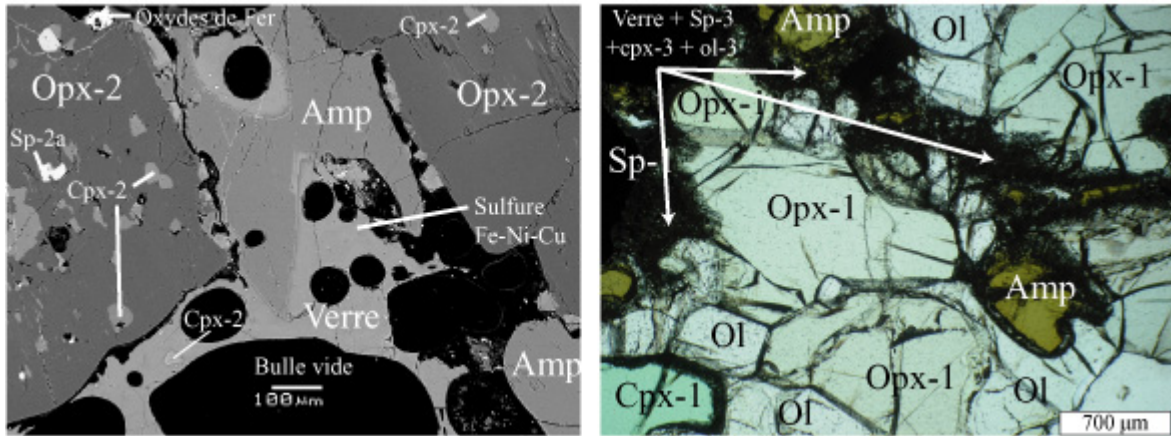


Figure V-10 : À gauche (MEB), sur la microphotographie de la Zone 2 de la lherzolite PM23-30, nous observons une amphibole automorphe localisée au cœur d'une veinule à opx-2. Elle est associée à du verre vésiculé (nombreuses bulles vides). Les cpx-2 sont présents sous forme de reliques dans les opx-2. Le verre contient de nombreuses inclusions (<5 µm) de sulfure de Fe-Ni-Cu. La photographie de droite, prise au microscope optique en lumière naturelle, montre des amphiboles de petite taille (500µm) déstabilisées dans l'échantillon PM23-47.

Les rares amphiboles présentes dans PM23-01, PM23-10, PM23-30 et PM23-45, sont brunes-orangées et de petites tailles (<0,2 à 1mm). Elles sont interstitielles et sont toujours associées aux pyroxènes, aux spinelles et au verre. Les amphiboles de PM23-30 sont automorphes. Elles sont piégées dans du verre riche en inclusions de sulfure de Fe-Ni-Cu, caractérisé par des bulles vides, et situé au cœur des veinules à opx-2 (Figure V-10). Nous notons la présence de poches, contenant des spinelles automorphes et du verre dans PM23-10 et PM23-45, poches qui correspondent probablement à des « fantômes » d'amphiboles. Plus abondantes dans les lherzolites PM23-47 et PM23-56, ces dernières sont aussi plus grandes puisqu'elles mesurent de 1 à 3 mm. Ces amphiboles sont sub-automorphes (PM23-47) à automorphes (PM23-56). Dans PM23-47, de couleur verte à brune, elles se disposent de manière aléatoire par rapport aux spinelles et aux pyroxènes, alors que dans PM23-56, elles sont systématiquement associées aux orthopyroxènes. Elles présentent rarement des bordures spongieuses dans PM23-47, tandis qu'elles ont toujours une couronne de déstabilisation dans PM23-56. La couronne de déstabilisation contient des phases secondaires tels que des opaques automorphes bruns translucides (sp-3), des clinopyroxènes verts (cpx-3) et des olivines (ol-3) automorphes ainsi que du verre qui englobe le tout. Quelques sulfures peuvent également s'observer.

II-2.1.2. Les lherzolites à phlogopite et à spinelle (PM23-02, PM23-04, PM23-22)

Parmi les lherzolites à phlogopite et à spinelle, la lherzolite PM23-02 contient peu d'orthopyroxènes (8 %) en comparaison à PM23-04 (20 %) et PM23-22 (35 %), alors qu'elle est plus riche en clinopyroxène (17 %, contre ~10 % pour les autres). Leur texture évolue de porphyroclastique (PM23-22) à équi-granulaire tabulaire à gros grains (PM23-04), en passant par une texture transitionnelle entre porphyroclastique et équi-granulaire tabulaire (PM23-02). Ce dernier échantillon présente une orientation préférentielle de forme visualisée par le spinelle et la phlogopite. Ces derniers sont associées à des grains tabulaires d'olivines de petites tailles (<1,5 mm) par rapport au reste de l'échantillon d'une taille moyenne supérieure à 2 mm. L'échantillon PM23-22 est caractérisé par une forte fracturation de toutes les phases minérales.

Dans PM23-22 et PM23-04, les orthopyroxènes, aux limites de grains curvilignes, sont grands et mesurent en moyenne 4 mm, mais peuvent atteindre 8 mm de long (PM23-22). Ces grands cristaux présentent de rares extinctions roulantes et des sous-grains et sont même parfois bordés par des néo-grains. Les plus petits grains (1-2 mm) sont sub- à automorphes, et s'alignent parallèlement à l'allongement général de l'échantillon PM23-22. Ils sont interstitiels, lobés ou pœcilitiques avec des inclusions rondes d'olivines d'environ 700 µm.

Dans PM23-02, les orthopyroxènes sont soit automorphes, tabulaires et de 2 à 3 mm de long, soit sub-automorphes ou arrondis et de plus petites tailles (1 mm). Les orthopyroxènes de la zone dans laquelle se concentrent le spinelle, la phlogopite, et le clinopyroxène, sont de petites tailles (~1-2 mm). Nous n'avons observé qu'un seul porphyroclaste d'orthopyroxène de 6 mm de long, montrant des sous grains et des extinctions ondulantes. Il est pœcilitique avec des inclusions (1mm) de clinopyroxène et d'olivine sub-automorphes à tabulaires, et des inclusions automorphes de spinelle noir.

Les olivines de PM23-22 sont sub- à automorphes. Tout comme les orthopyroxènes, les grands porphyroclastes d'olivine (5-6 mm) sont bordés par des néo-grains plus petits (<500 µm – 2 mm). Les plus grands porphyroclastes, étirés, peuvent mesurer jusqu'à 7-8 mm. Ils sont déformés comme en témoignent les kink bands. Les plus petites olivines (1-3 mm) sont automorphes (hexagonales ou tabulaires). Les olivines de PM23-02 et de PM23-04 forment de grands grains de ~ 4 à 6mm, avec des kink bands et des extinctions ondulantes. Leurs bordures dans PM23-04 forment régulièrement des jonctions triples à 120°. Les grandes olivines ont toutes des extinctions ondulantes et semblent être allongées le long de la

foliation. Les plus petites olivines sont automorphes et tabulaires, et peuvent mesurer jusqu'à 2 mm de long dans PM23-02, alors qu'elles atteignent 3 mm dans PM23-04.

Les clinopyroxènes, moins nombreux dans PM23-22, mesurent en moyenne 1 à 2 mm. Ils sont sub-automorphes et associés à l'orthopyroxène ou au spinelle et à la phlogopite, dans PM23-22. Ils sont automorphes arrondis dans PM23-02, alors qu'ils peuvent être pœcilitiques avec des inclusions d'olivine ou interstitiels et sub-automorphes aux bords lobés dans PM23-04. Les clinopyroxènes des trois échantillons ne montrent pas de trace de déformation. Les clinopyroxènes de PM23-02 sont les seuls qui présentent des liserés spongieux en bordures. Ces liserés sont plus ou moins développés en fonction de la distance par rapport aux phlogopites. Plus ces dernières sont proches des clinopyroxènes, plus le liseré est large.

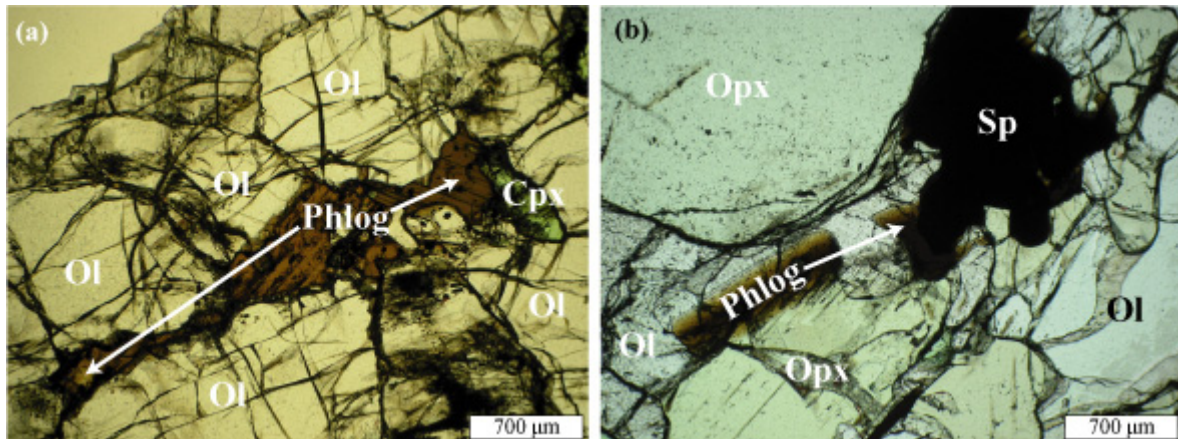


Figure V-11: Les phlogopites sont regroupées dans des sortes de poches interstitielles dans PM23-22 (a) alors que dans PM23-04 (b), les phlogopites forment de belles baguettes.

Les spinelles brun foncés (PM23-02) à noirs, mesurent en moyenne de 0,5 à 1 mm. Ils sont sub-automorphes à automorphes dans PM23-02 et PM23-22, alors qu'ils sont principalement interstitiels ou pœcilitiques dans PM23-04. Dans PM23-22, ils sont rares et se concentrent dans le niveau riche en clinopyroxène et en phlogopite.

Les phlogopites forment généralement des baguettes clivées de <500 µm à 2 mm de long. De plus grandes phlogopites (2-3 mm) sub-automorphes apparaissent également en position interstitielle (Figure V-11a). Dans PM23-02, elles se concentrent dans les niveaux riches en clinopyroxènes et en spinelle. Elles sont majoritairement interstitielles mais s'observent aussi en inclusions (<100 µm, baguette) dans des olivines. Elles sont toujours proches de poches contenant des carbonates, du verre et des oxydes automorphes (<100 µm), et elles sont bordées par un fin liseré spongieux. La phlogopite de PM23-04 se présente sous

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

forme de baguette longue de 1 mm. Contrairement aux précédentes, elle est en équilibre textural, sans aucune trace de verre autour (Figure V-11b).

II-2.1.3. Les lherzolites anhydres à spinelle (PM23-51, PM23-57, PM23-03, PM23-09, PM23-20, PM23-31, PM23-37, PM23-40, PM23-55)

Parmi les lherzolites à spinelle, certaines (PM23-51, PM23-31, PM23-37 et PM23-40) contiennent de grandes quantités de pyroxènes (~ 40% d'opx et cpx, cf. annexe), et de spinelles (2 à 4 %).

Leur texture évolue d'un type transitionnel entre porphyroclastique et équi-granulaire (PM23-40, PM23-57, PM23-31, PM23-51) à un type typiquement équi-granulaire-mosaïque (PM23-03, PM23-20, PM23-37, PM23-09 et PM23-55). Les porphyroclastes sont particulièrement gros dans PM23-20, PM23-55 et PM23-37. Les lherzolites PM23-51, PM23-03, PM23-09 et PM23-31 présentent une orientation préférentielle de forme, conférée par les olivines automorphes et soulignée par les spinelles et les clinopyroxènes.

Les olivines de PM23-31 et de PM23-57 sont de grandes tailles (5 mm) et présentent des traces de déformations (extinctions ondulantes, et rares sous-grains). Les plus grands porphyroclastes mesurent jusqu'à 9 mm de long. Elles sont sub-automorphes avec des limites de grains curvilignes, entourés par des néo-grains automorphes (<1 mm). Des grains automorphes formant des jonctions triples à 120° et plus petits (taille moyenne : 1 à 2 mm) s'observent également.

Les olivines, dans les échantillons à texture équi-granulaire, sont automorphes, à jonctions triples et mesurent en moyenne de 2 à 5 mm. Elles ne contiennent pas ou peu de traces de déformations intra-cristallines (extinctions ondulantes, sous-grains, etc ...), à l'exception des olivines de PM23-09 et PM23-20 dans lesquelles les extinctions ondulantes sont fréquentes. Les olivines automorphes, franchement tabulaires ou mosaïques, s'observent dans un même échantillon. Elles s'observent aussi en inclusions automorphes ou arrondies (<0,5 mm) dans des porphyroclastes d'orthopyroxène.

Les orthopyroxènes, des lherzolites à texture transitionnelle (PM23-31, PM23-51, PM23-40 et PM23-57), sont présents sous plusieurs formes et de tailles variables. Les plus grands (~5 à 7 mm) sont sub-automorphes ou pœcilitiques contenant des inclusions (jusqu'à 1 mm) rondes et parfois automorphes d'olivines. Les bordures des orthopyroxènes sont curvilignes, mais parfois les contacts avec les olivines sont rectilignes. Ils peuvent montrer

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

des sous-grains et des extinctions ondulantes. Les orthopyroxènes de PM23-51 forment parfois des tablettes à jonctions triples. Les plus petits orthopyroxènes (1 mm) sont sub-à automorphes, à jonctions triples à 120°, et ne présentent pas de traces de déformations intra-cristallines. Le long des clivages des orthopyroxènes de PM23-51 des baguettes fines de spinelle s'observent. Dans les lherzolites à spinelle à texture équi-granulaire, les orthopyroxènes ne présentent pas de traces de déformations intra-cristallines. Ils mesurent en moyenne de 2 à 5 mm. Ils peuvent être pœcilitiques, et contenir des inclusions d'olivines, ou être sub-automorphes, avec des bordures rectilignes. Les orthopyroxènes de PM23-20 et de PM23-55 sont particulièrement grands (5 à 8 mm) et sont sub-automorphes à automorphes. Le plus grand des orthopyroxènes mesure 1 cm et s'observe dans PM23-37. Il est pœcilitique avec des bords courbes et d'autres rectilignes. Il forme des jonctions triples avec les olivines qui le bordent et renferme des inclusions de spinelle et d'olivine. Les plus petits orthopyroxènes (<1 mm), automorphes, ont quelques limites de grains lobées, et forment des jonctions triples à 120°. Seuls les orthopyroxènes de PM23-20 sont clivés.

Les clinopyroxènes (PM23-03, PM23-31, PM23-55, PM23-57, PM23-51) mesurent en moyenne de 1 à 2 mm. Certains sont sub-automorphes avec des bords de grains courbes, plus rarement rectilignes (PM23-20). D'autres, plus grands puisque pouvant atteindre 3 mm, sont xénomorphes. Finalement, les plus petits (100 µm), arrondis, apparaissent en position interstitielle en formant des alignements. Deux échantillons, PM23-09 et PM23-37, contiennent des clinopyroxènes de grande taille (3-5 mm) qui sont respectivement xénomorphes interstitiels ou pœcilitiques avec des jonctions triples à 120°. Dans PM23-31, ils s'alignent parallèlement à l'orientation générale de l'échantillon, alors que dans PM23-20, ils sont associés aux orthopyroxènes. Les clinopyroxènes de PM23-55, PM23-37 et PM23-57 présentent des clivages le long desquels de fines baguettes de spinelle s'observent. Dans PM23-40, PM23-31, PM23-03, et PM23-09, les bords des grains sont spongieux. Dans ces zones spongieuses (50 µm), du verre, du spinelle, du clinopyroxène et parfois des inclusions rondes de sulfures s'observent. Toutes les autres lherzolite à spinelle en sont dépourvues.

Les spinelles mesurent en moyenne de 1 à 2 mm. Dans PM23-20, PM23-37, PM23-51, PM23-40 et PM23-55, les spinelles sont brun-rouille et associés aux orthopyroxènes. Ils s'orientent parallèlement à la direction des olivines. Ils sont xénomorphes, interstitiels ou pœcilitiques (inclusions d'olivine et de clinopyroxène). Plus rarement, ils forment des inclusions automorphes et de petites tailles (0,5 mm) dans des olivines. Dans PM23-51, les grands spinelles se concentrent dans un niveau, alors que les petits (<500 µm) sont

aléatoirement disposés. Les bordures des spinelles sont spongieuses (« nuageuses ») dans PM23-40. Le spinelle noir dans PM23-03 est présent au cœur des clinopyroxènes (comme dans PM23-01) à l'exception d'un cristal, en inclusion dans une olivine. Le spinelle noir de PM23-09 est toujours entouré par une couronne réactionnelle composée de verre, et d'opakes automorphes noirs. Les spinelles brun foncé de PM23-31 et de PM23-57 sont xénomorphes en forme de « feuille de houe » (1 mm) et renferment des inclusions de clinopyroxènes et d'orthopyroxènes. Les plus grands dans PM23-57 peuvent mesurer jusqu'à 3 mm.

II.2.2. Les wehrlites

Parmi les wehrlites, contenant toutes des phases minérales hydratées, deux sont à amphibole et phlogopite (PM23-06, PM23-11), une est à phlogopite seule (PM23-43) et cinq autres sont à amphibole seule (PM23-08, PM23-17, PM23-16, PM23-24 et PM23-44). Les trois dernières ont la particularité de contenir également des orthopyroxènes. Toutes les wehrlites sont dépourvues de spinelle primaire et un spinelle « secondaire » automorphe n'apparaît (en trace) que dans la plupart des wehrlites à orthopyroxène (cf. annexe).

II.2.2.1. Les wehrlites à amphibole et phlogopite (PM23-06, PM23-11)

Les wehrlites à amphibole et à phlogopite, PM23-06 et PM23-11 ont une texture équi-granulaire tabulaire, avec localement des reliques de texture porphyroclastique. Ils montrent une orientation préférentielle conférée par toutes les phases minéralogiques, et soulignée par l'orientation des baguettes de phlogopites, et des clinopyroxènes dans PM23-11.

Les olivines sont majoritairement tabulaires, recristallisées, et il n'y a que de rares porphyroclastes. Ces derniers de grandes tailles, mesurent en moyenne entre 5 et 6 mm dans PM23-06, et entre 2 et 5 mm dans PM23-11. Le plus grand porphyroclaste de PM23-06 atteint même 9 mm. Ils ont des bordures +/- rectilignes, des sous-grains et des kink bands. D'autres olivines, de plus petites tailles (<500 µm - 1,5 mm), automorphes, forment parfois des néoblastes avec des jonctions triples à 120° mais le plus souvent des néo-grains parfaitement tabulaires.

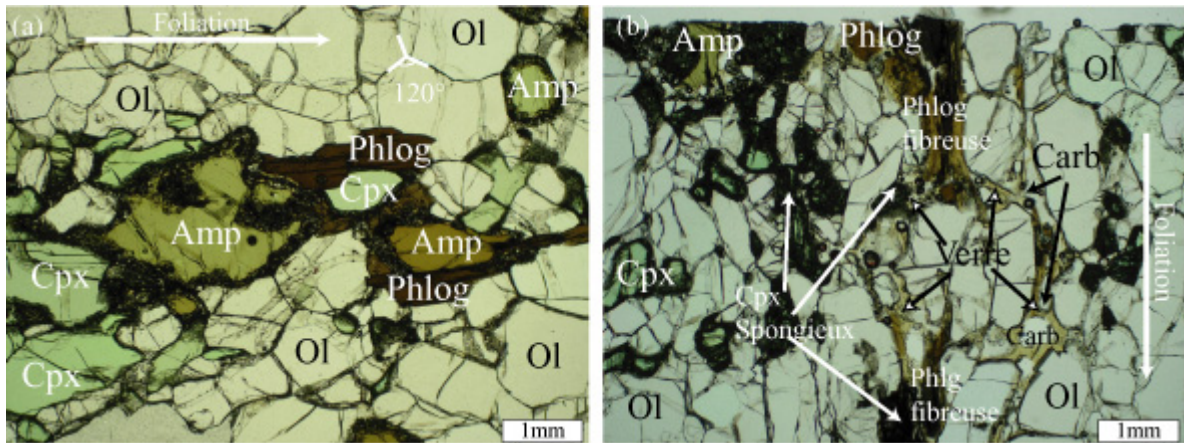


Figure V-12 : Microphotographies en lumière naturelle illustrant les relations entre les phases hydratées et les autres minéraux silicatés dans PM23-11 (a) et PM23-06 (b). Dans PM23-11, les amphiboles présentent des bordures spongieuses, tout comme les clinopyroxènes situés à proximité, alors que les phlogopites (Phlog) en sont dépourvues. Les contacts phlogopite /olivine et phlogopite /clinopyroxène sont nets et ces phases sont donc à l'équilibre texturalement (a). Les amphiboles et les clinopyroxènes de PM23-06 (b) sont partiellement spongieux. Les phlogopites sont fibreuses, parfois bien cristallisées et sans clivage. Elles sont associées à un réseau de petites veines constituées de verre et de poches de carbonates.

Les clinopyroxènes sont de petites tailles (<200µm - 2mm), le plus souvent sub-automorphes mais quelquefois aussi automorphes dans PM23-06. Certains, généralement ceux qui sont proches d'une des deux phases hydratées, sont totalement spongieux, mais de manière générale, les clinopyroxènes n'ont qu'une fine bordure spongieuse. Les clinopyroxènes de PM23-11 sont de plus grandes tailles (2-3mm), et ne sont spongieux, que lorsqu'ils sont en contact avec l'amphibole.

Parmi les amphiboles (<5 % du mode dans PM23-06 et 5-10 % du mode dans PM23-11), les plus grandes, et qui ne sont pas trop déstabilisées (5 mm), sont sub-automorphes. Les autres, de plus petites tailles (500 µm – 1 mm), sont arrondies (Figure V-12a, b). Dans PM23-11, des inclusions automorphes d'amphiboles s'observent au cœur de certains clinopyroxènes, plus précisément au niveau des clivages de ces derniers. Inversement, des baguettes de clinopyroxène s'observent également au niveau des clivages de certaines amphiboles. Les phlogopites se présentent sous formes de baguettes (section longitudinale) généralement longue de <100µm à 1mm mais pouvant atteindre 2 mm dans PM23-11. Elles sont associées au verre (Figure V-12a, b), ou sont localisées en position interstitielle aux limites de grains d'olivine. Elles apparaissent comme « fibreuses », donnant une certaine fluidité. Dans la

wehrlite PM23-11, nous constatons que les phlogopites et amphiboles sont associées aux clinopyroxènes.

Les couronnes de déstabilisation autour des amphiboles contiennent des phases secondaires tels que des spinelles automorphes bruns translucides (sp-2), des clinopyroxènes verts (cpx-2) et des olivines (ol-2) automorphes ainsi que du verre qui englobe le tout. L'agent (liquide/fluide) responsable de la formation des couronnes semble être aussi à l'origine de la bordure spongieuse des clinopyroxènes. Ces couronnes sont particulièrement développées lorsqu'elles sont proches de ces poches. Quelques petites baguettes de phlogopite, qui semblent prendre naissance au niveau de ces poches, s'observent également.

II-2.2.2. La wehrlite à phlogopite (PM23-43)

La wehrlite à phlogopite a une texture porphyroclastique caractérisée par une orientation préférentielle des grands grains d'olivines et de clinopyroxènes, texture rare dans les enclaves mantelliques de Gobernador Gregores. Localement, nous notons la présence de zones de cisaillements, soulignées par des grains de petites tailles (<0,5mm) qui recoupent les porphyroclastes. Ces cisaillements traduisent une déformation discontinue de basse pression. Les proportions modales du clinopyroxène sont très élevées et similaires à celles de l'olivine alors que les phlogopites représentent environ 7% de la wehrlite (cf. annexe).

Les clinopyroxènes, sub-automorphes, mesurent en moyenne entre 1 et 2mm, et peuvent parfois atteindre 5 mm. Ils ne sont jamais clivés et ceux en contact avec les phlogopites montrent des bordures spongieuses.

Les olivines se présentent soit sous forme de porphyroclastes déformés (2-3mm), avec des extinctions ondulantes, soit sous forme de plus petits grains sub- à automorphes (<0.5mm) souvent associés aux phlogopites. Les grands porphyroclastes ont des formes tabulaires avec quelques jonctions triples à 120°. Il existe des zones à olivine et à clinopyroxène tabulaires avec des jonctions triples nettes. Il semblerait que ces zones témoignent d'une déformation de basse pression qui a conduit à la formation de petits grains recristallisés (<100µm), la nouvelle texture engendrée se surimposant sur l'ancienne (porphyroclastique).

Les phlogopites brune foncé s'observent sous deux formes : (i) xénomorphes, et interstitielles (<100µm) localisées aux joints de grains entre les olivines et les clinopyroxènes, et (ii) automorphes, sous forme de fragments de baguettes clivées (<200µm à 1mm) amalgamées dans des poches interstitielles larges de 1 à 2 mm. Elles se présentent aussi, mais

plus rarement, sous forme de « chapelets » de petits grains sub-automorphes recoupant des olivines. Des grains ronds de clinopyroxènes (50µm) sont en inclusion dans les phlogopites. Des zones de « déstabilisations » composées principalement de verre, d'opakes et de sulfures sont associées aux phlogopites et donnent un aspect spongieux aux bordures des grands minéraux adjacents.

II-2.2.3. Les wehrlites à amphibole (PM23-17, PM23-08)

La texture des wehrlites à amphibole PM23-17 et PM23-08 est équi-granulaire (granuloblastique). L'orthopyroxène et le spinelle sont absents.

Les olivines, sub- à automorphes, mesurent en moyenne de 2 à 3mm et forment des jonctions triples à 120°. Quelques une plus grandes, puisque mesurant jusqu'à 5 mm, contiennent des sous-grains, des extinctions ondulantes, et parfois présentent des limites de grains curvilignes.

Les clinopyroxènes, de plus petites tailles (1 à 3 mm), sont sub-automorphes (forme de « flamme ») aux bords lobés avec des jonctions triples à 120°, et se placent interstitiellement entre les grands grains d'olivine. Des olivines rondes sont parfois incluses dans les clinopyroxènes. Les amphiboles, mesurant entre 0,5 et 8 mm, sont sub- à automorphes et associées au clinopyroxène.

L'échantillon PM23-08 contient de plus grande quantité de clinopyroxènes et d'amphiboles que PM23-17 (cf. annexe). De plus, la distribution des phases minérales dans cet échantillon est hétérogène, avec d'une part un niveau riche en clinopyroxène (2-3 mm) et en amphibole (3-8 mm), et de l'autre, une zone plus riche en olivine, avec quelques rares clinopyroxènes (1 mm) et amphiboles (<0,5 mm) de plus petites tailles. Les bords des grains de clinopyroxènes sont spongieux et ceux des amphiboles apparaissent déstabilisés. Dans les couronnes de déstabilisation autour de l'amphibole, nous observons des clinopyroxènes (cpx-2) et des spinelles (sp-2), parfaitement automorphes (<50µm) et du verre. Des carbonates sont présents dans des « bulles » piégées dans le verre silicaté situé à proximité des amphiboles. Les carbonates ne sont jamais en contact direct avec les phases minérales. Ils en sont toujours séparés par un film de verre (Figure V-9b).

II-2.2.4. Les wehrlites à amphibole et orthopyroxène (PM23-24, PM23-44, PM23-16)

Les wehrlites à amphibole et orthopyroxène ont une texture équi-granulaire à gros grains. Seules PM23-24 et PM23-44 contiennent du spinelle secondaire. La wehrlite PM23-24 contient plus d'orthopyroxène, de spinelle et d'amphibole que PM23-44.

Les olivines sont automorphes (jonctions triples). Elles sont dépourvues de trace de déformation intra-cristalline. Longues de 2 à 3 mm en moyenne, elles peuvent mesurer jusqu'à 8 mm dans PM23-24 et PM23-44. Les plus grandes, d'anciens porphyroclastes, avec des limites de grains curvilignes, exhibent des extinctions ondulantes et des sous-joints de grains. Ces porphyroclastes tendent à se polygoniser. Les olivines de PM23-16 sont de plus petites tailles (1 à 5 mm).

Les clinopyroxènes sont sub-automorphes arrondis ou pœcilitiques, plus rarement interstitiels et finement clivés. Ils renferment de nombreuses inclusions rondes d'olivines. Les clinopyroxènes mesurent de 0,5 à 2 mm de long, exceptés ceux de PM23-44 qui peuvent atteindre 5 mm. Les clinopyroxènes de PM23-24, de petites tailles (0,5 mm) et fortement clivés, forment des agrégats, rappelant ceux observés dans la lherzolite à spinelle PM23-40. Les bords des clinopyroxènes sont spongieux, et ce d'autant plus qu'ils sont proches des couronnes réactionnelles situées autour des amphiboles.

Les amphiboles sont brun/orange, de petites tailles et interstitielles dans PM23-24 et PM23-44, alors qu'elles sont brun/vert de grandes tailles et sub- à automorphes dans PM23-16. Ces dernières sont comparables à celles de PM23-06, PM23-08, PM23-17 et PM23-11 (Figure V-12a). Dans PM23-16, leur abondance modale avoisine les 20 % alors qu'elles représentent moins de 2 % des modes de PM23-24 et PM23-44. Les amphiboles interstitielles à pœcilitiques (PM23-24 et PM23-44) ont des tailles variant de 0,5 à 2,5 mm. Elles sont toujours associées aux clinopyroxènes, aux orthopyroxènes et aux spinelles automorphes, ainsi qu'à du verre. Les amphiboles de PM23-16 sont aléatoirement disposées. Elles sont sub-automorphes et alignées parallèlement à l'allongement préférentiel des autres phases minérales. Leur taille moyenne oscille entre 4 et 8 mm. Elles sont entourées de couronnes réactionnelles de ~100 µm de large (Figure V-12a).

Les orthopyroxènes (100 µm-1 mm) dans PM23-24 et PM23-44 sont soit pœcilitiques, entourant des clinopyroxènes, ou interstitiels entre les olivines. Ils forment aussi des agrégats de petits grains (<500 µm, opx-2) automorphes et parfois finement clivés. Ils correspondent aux opx-2 décrits précédemment dans PM23-30. Les spinelles sont opaques, automorphes, de

taille inférieure à 50 μm et toujours associés aux amphiboles, aux clinopyroxènes, ou inclus dans les orthopyroxènes. Ces zones à orthopyroxènes (opx-2), spinelles automorphes et amphiboles interstitielles rappellent celles observées dans les lherzolites PM23-30 et PM23-01. Au contraire, les orthopyroxènes de PM23-16 sont sub-automorphes, et mesurent de 3 à 4 mm en moyenne. Ces bordures sont curvilignes et forment rarement des jonctions triples. Ils exhibent des signes de déformations intra-cristallines : extinctions ondulantes et sous-grains. Ces orthopyroxènes sont semblables aux orthopyroxènes de première génération (opx-1) de PM23-30 (Figure V-7). L'échantillon PM23-16, mis à part la présence d'orthopyroxène, est semblable aux wehrlites PM23-06, PM23-08, PM23-17 et PM23-11.

II-2.2.5. La wehrlite recoupée par des filons d'orthopyroxène (PM23-48) et une veine de basalte

L'échantillon PM23-48 (Figure V-13), multi composite, est une wehrlite sans spinelle recoupée par : (1) de nombreuses petites veinules, (2) une zone d'accumulations larges de 3 mm à bords diffus, et (3) une veine à bords nets large de 1 cm. Ces différentes accumulations sont toutes formées principalement par des orthopyroxènes et ne sont jamais sécantes entre elles. Les veinules et les accumulations d'orthopyroxènes (1 et 2) sont similaires à celles observées de manières dispersées dans les wehrlites à orthopyroxènes (PM23-24, PM23-44) et la lherzolite à amphibole PM23-01.

La veine (3) est constituée majoritairement d'opaques, de verres et de clinopyroxènes. Ses épontes sont composées d'orthopyroxènes automorphes. La texture de (3) est de type microlithique.

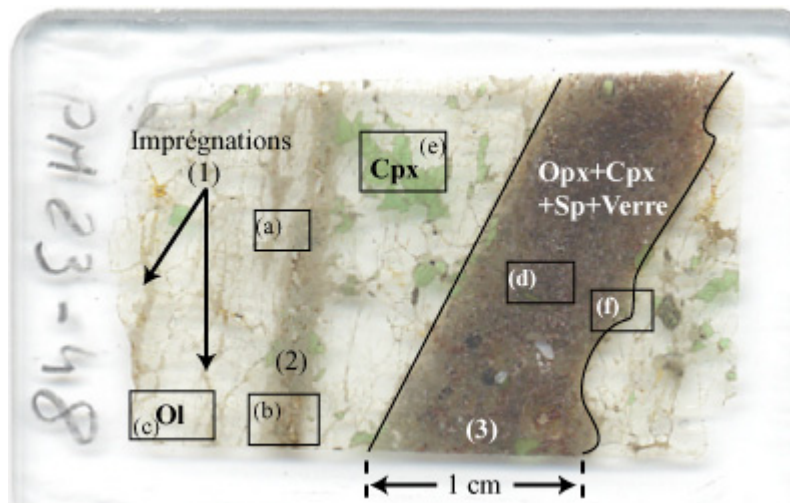
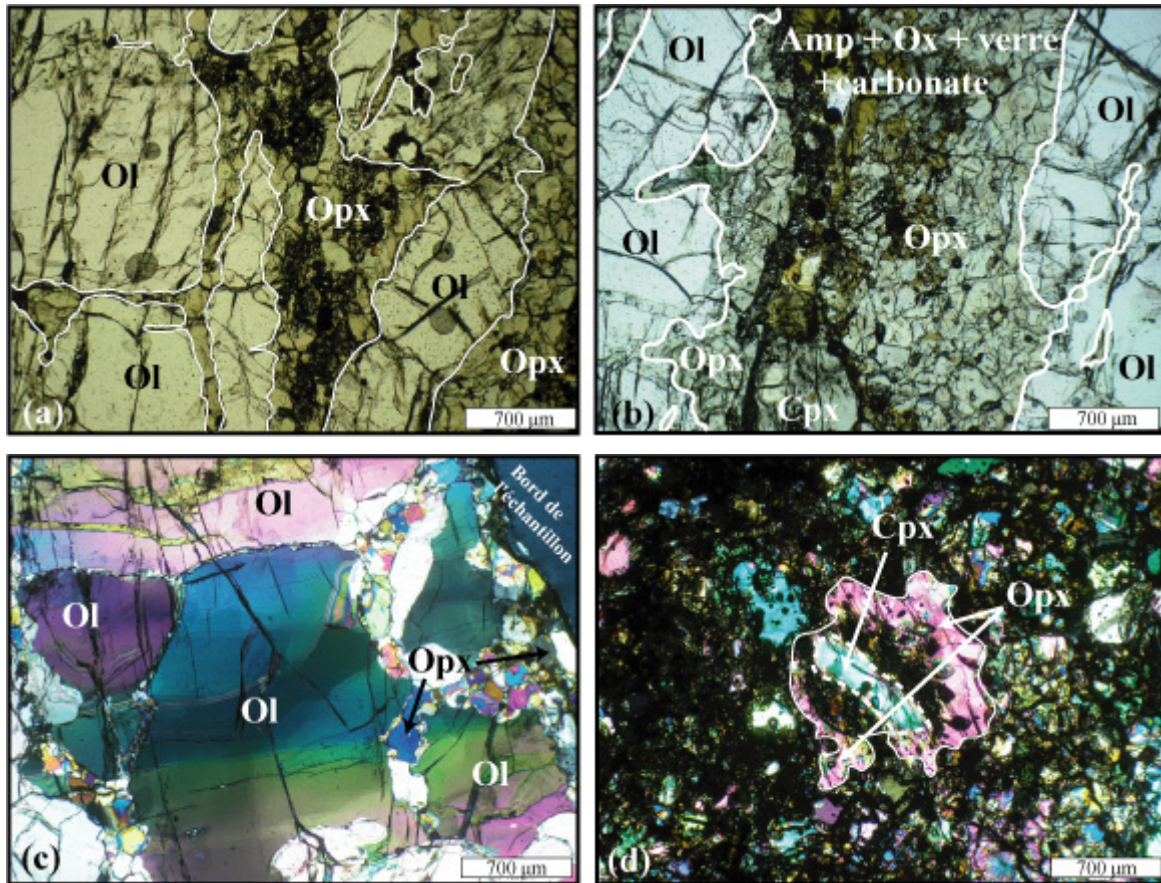


Figure V-13: Photographie de la section épaisse de l'échantillon composite PM23-48. De gauche à droite, nous notons la présence d'imprégnations d'orthopyroxènes éparses (1), puis d'une veine large de 3 mm (2) et pour

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

finir une veine « basaltique », (3) bordée par des accumulations d'orthopyroxènes. Les divers cadres, nommés de a à f, correspondent aux localisations des microphotographies de Figure V-14.

L'encaissant est une wehrlite à texture porphyroclastique-équigranulaire, composée d'olivine et de clinopyroxène similaires à PM23-16 et PM23-24. Les olivines sont de grandes tailles (3-4 mm) et montrent des traces de déformations (extinctions ondulantes, kink bands). Les grains sont sub-automorphes aux bords courbes et souvent bordés par des néograins. Les clinopyroxènes mesurent entre 1 et 3 mm et sont dépourvus de traces de déformation. Les clinopyroxènes situés à proximité ou dans les imprégnations et veines (1), (2) et (3), sont bordés voire remplacés par des orthopyroxènes (Figure 14e, f) et des spinelles bruns automorphes (<50 µm).



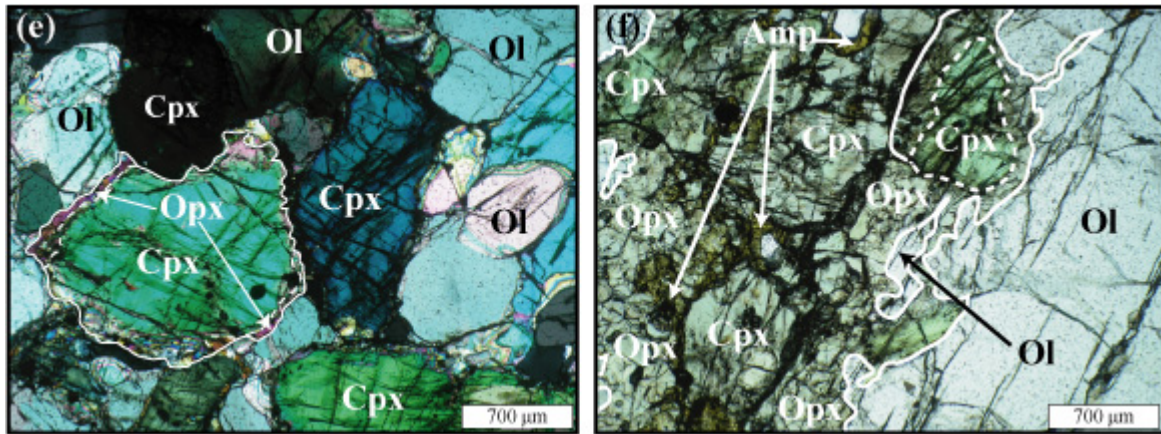


Figure V-14 : Microphotographies en lumière naturelle (a) des imprégnations d'orthopyroxènes (1) et (b) de la veine (2) dans l'encaissant riche en olivine de PM23-48. En (b), nous notons la présence d'amphiboles, de bulles de carbonates et d'opacités associées à des veines de verre, au cœur de la veine d'orthopyroxènes (2). Les contacts entre les imprégnations d'orthopyroxènes (1), la veine (2) et l'encaissant wehrlitique sont très sinueux. Veine (1) et veine (2) sont définies dans le texte. Microphotographies optiques en lumière polarisée analysée de (c) la wehrlite située entre les imprégnations et veines, et (d) du cœur de la veine « basaltique ». (Voir Figure V-13). La wehrlite renferme de grandes olivines, déformées avec des sous-grains et des extinctions ondulantes. Ces olivines sont recoupées par des chapelets d'orthopyroxènes (c). Dans le basalte, des clinopyroxènes wehrlitiques relictuels, sont bordés par des orthopyroxènes. Les clinopyroxènes de la wehrlite ont des fines bordures d'orthopyroxène, plus ou moins développées en fonction de leur éloignement par rapport aux imprégnations et veines d'orthopyroxènes (e). Dans la veine d'orthopyroxénite (2), les clinopyroxènes sub-automorphes sont semblables à ceux de la wehrlite (e). Associés aux opx-2, de nombreuses amphiboles interstitielles s'observent.

L'amphibole brune est interstitielle, et les plus grandes n'excèdent pas une taille de 200µm. Elles sont associées aux imprégnations (1) et aux veines (2) et (3). Elles sont souvent associées aux orthopyroxènes automorphes, ou bien à des vésicules vides. Elles peuvent être aussi piégées dans du verre et accompagnées alors par des baguettes d'olivines, des spinelles automorphes en déséquilibre avec le verre (texture de type dentelée). Les clinopyroxènes sont à jonctions triples dans la veine (3), et d'une taille moyenne de 700µm. Ils contiennent parfois des inclusions rectangulaires d'orthopyroxènes clivés.

Dans la veine (3), nous observons dans les grands grains de clinopyroxènes (0,7-1 mm) sub- à automorphes, un cœur relictuel vert et une bordure rosée. La taille et la texture de ces clinopyroxènes étant similaires à celles des clinopyroxènes verts de l'encaissant, il est aisé de penser qu'ils représentent d'anciens clinopyroxènes wehrlitiques et que la bordure rosée témoigne de la réaction entre ce clinopyroxène wehrlitique et le liquide (ou fluide) à l'origine de la veine (3). En bordure des veines (2), les clinopyroxènes wehrlitiques sont entourés par

des orthopyroxènes. Cette caractéristique disparaît dans le cas des clinopyroxènes positionnés suffisamment loin de ces «veines».

Les veinules des imprégnations (1) correspondent à des chaînes d'orthopyroxènes automorphes s'insinuant entre les olivines, et sont caractérisées par de nombreuses ramifications. Elles peuvent parfois recouper des porphyroclastes d'olivine.

De nombreux orthopyroxènes automorphes, similaires à ceux des veinules (1) s'observent au niveau de la limite entre la veine (3) et l'encaissant. Le contact entre ces opx et la veine elle-même est, quant à lui, marqué par une zone dans laquelle nous observons des clinopyroxènes de 100 à 200 μm , piégés dans du verre. De nombreuses inclusions rondes de sulfure (5 μm à 20 μm) sont observées dans ces petits clinopyroxènes.

II-2.3. Harzburgites à spinelle (PM23-18, PM23-21)

Deux harzburgites à spinelle sont présentes parmi la suite d'enclaves de Gobernador Gregores de cette étude. La harzburgite PM23-18 est pauvre en clinopyroxène et spinelle, mais plus riche en olivine par rapport à la harzburgite PM23-21 (cf. annexe). Elles ont une texture à gros grain de type équi-granulaire mosaïque.

Les olivines automorphes, plus rarement sub-automorphes, mesurent entre 2 mm et 1 cm et forment des jonctions triples à 120°. Elles montrent des extinctions ondulantes et des sous-grains. Ce sont elles qui confèrent à l'échantillon sa texture mosaïque. Les orthopyroxènes clivés sont principalement pœcilitiques, aux bords rectilignes, plus rarement curvilignes. Ils mesurent en moyenne de 3 à 5 mm, et parfois forment des jonctions triples. Ils incluent souvent de petites olivines automorphes ou rondes (100 μm). De plus petits orthopyroxènes automorphes mesurant en moyenne 1 mm, forment des associations caractérisées par des jonctions triples avec les olivines. Le long des clivages de tous les orthopyroxènes, nous notons la présence de fines baguettes de spinelle. Dans la harzburgite PM23-18, un seul clinopyroxène, clivé, large de 1 mm, s'observe en position interstitielle. Il est associé à un orthopyroxène. Dans PM23-21, les clinopyroxènes, plus nombreux, sont très finement clivés et de taille inférieure à 2 mm. Ils sont sub-automorphes avec quelques bords courbes.

Le spinelle brun est rond ou automorphe, et associé aux orthopyroxènes. La taille moyenne des spinelles est de 1,5 mm, alors que les plus petits cristaux mesurent 300 μm . Ces derniers apparaissent en position interstitielle, aux joints de grains des orthopyroxènes. Le spinelle, dans PM23-21, est parfois aussi pœcilitique, et renferme des olivines et des orthopyroxènes.

II-2.4. Déstabilisation des amphiboles et textures spongieuses des pyroxènes

Les amphiboles sont de manières générales entourées par des couronnes de réactions composées de grains automorphes d'olivine, de clinopyroxènes, d'opakes baignant dans du verre. Les phlogopites sont dépourvues de telles couronnes, et exposent au contraire des contacts nets avec les autres phases silicatées. Souvent, clinopyroxènes et spinelles présentent des textures spongieuses (nuageuses), dues à la présence d'inclusions de verres et de minéraux (Carpenter *et al.*, 2002). Ces deux types de textures réactionnelles sont souvent attribués à un chauffage de l'enclave par la lave hôte. Dans de nombreux échantillons, nous observons également des poches de verres (voir Pétrographie). Ces poches de verres sont considérées par certains auteurs comme étant le produit de processus pétrogénétiques internes au manteau avant la prise en charge des enclaves par la lave hôte (Gamble et Kyle, 1987 ; Edgar *et al.*, 1989 ; O'Connor *et al.*, 1996 ; Schiano et Clocchiatti, 1994), alors que d'autres auteurs, pensent qu'elles sont le résultat de processus postérieur à cette prise en charge de l'enclave (Yaxley *et al.*, 1997 ; Shaw *et al.*, 1998 ; Shaw, 1999 ; Wulff-Pedersen *et al.*, 1999). Dans cette étude, compte tenu notamment du fait que les verres n'ont pas été étudiés dans le détail, il est difficile d'exclure totalement la formation de certains de ces verres au cours de la remontée par la lave hôte. Cependant, il est difficile de penser que le verre associé aux phlogopites, notamment dans la wehrlite PM23-06, (Figure V-12) ou celui associé à certaines amphiboles, notamment dans PM23-48 (Figure V-14f), se soit formé au cours de la phase transport des enclaves. En effet, les phases hydratées semblent se former à partir des fluides ou liquides à l'origine de certains de ces verres (Figure V-12). De nombreuses hypothèses sur l'origine des poches de verre ont été échafaudées mais cette origine reste à ce jour encore largement débattue. Elles pourraient représenter des: (i) des liquides résiduels de roches pas complètement cristallisées (Hansteen *et al.*, 1991) ; (ii) des infiltrations de laves hôtes (Garcia et Presti, 1987 ; Shaw et Edgar, 1997 ; Shaw *et al.*, 1998) ; (iii) des produits de processus de fusion reliés à la décompression et/ou au réchauffage des roches mantelliques au cours de leur remontée sous forme d'enclave (Frey et Green, 1974) ; (iv) des produits issus de la circulation de fluides métasomatiques (Ionov *et al.*, 1994) ; (v) des produits de décomposition de phlogopites et/ou d'amphiboles réagissant avec des liquides sursaturés infiltrés tardivement et avec lesquels elles sont en déséquilibre (Szabo *et al.*, 1996) ; (vi) des produits de réactions entre le magma hôte et les minéraux des enclaves mantelliques durant la remontée vers la surface.

II-3. Synthèse pétrographique

Le manteau supérieur échantillonné au niveau de Cerro Clark apparaît d'un point de vue modal et textural différent de celui de Gobernador Gregores. A Cerro Clark (cf. annexe, Figure V-15), le manteau échantillonné se caractérise par des proportions de pyroxènes élevées, notamment celles en orthopyroxène.

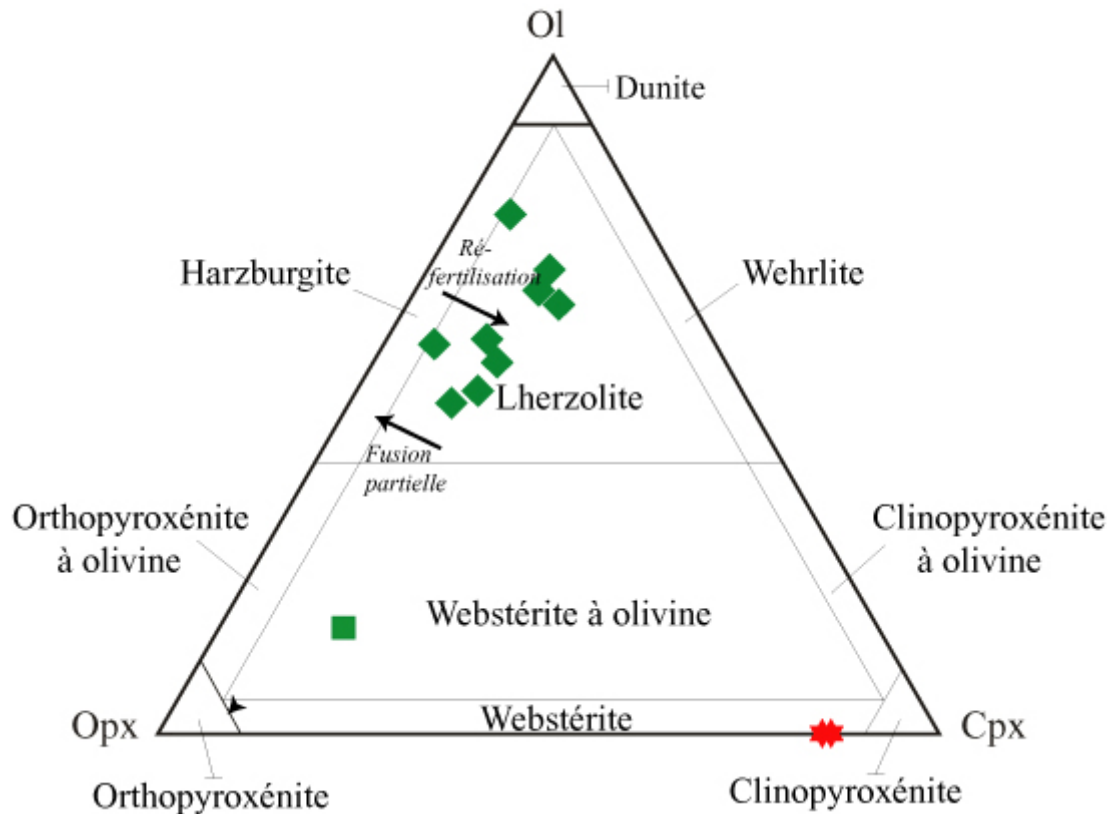


Figure V-15: Diagramme de Streickeisen (1973) dans lequel sont reporté les modes des échantillons de Cerro Clark.

Le type pétrographique dominant correspond à celui des lherzolites à spinelle anhydres. A ces lherzolites sont associées des clinopyroxénites et une webstérite. Le type textural dominant est de type porphyroclastique. Deux lherzolites (PM24-20, PM24-21) ont des proportions en pyroxènes qui avoisinent 50% du volume total de la roche. Le manteau échantillonné sous Cerro Clark est donc de type « fertile ».

Au niveau de Gobernador Gregores (cf. annexe ; Figure V-16), le manteau supérieur se compose principalement de lherzolites anhydres à spinelles et de lherzolites hydratées (phlogopite et amphibole). Les paragenèses lherzolitiques sont variées : (i) à amphibole, (ii) à phlogopite, (iii) à amphibole + phlogopite ou bien (iv) sans amphibole ni phlogopite.

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

Un type pétrographique, assez peu répandu en Patagonie, la wehrlite, y est bien représenté à Gobernador Gregores et de plus, ces wehrlites contiennent toujours des phases hydratées. La plupart des wehrlites sont par contre totalement dépourvues d'orthopyroxènes et de spinelle. En effet seules trois wehrlites contiennent des orthopyroxènes automorphes de petites tailles, sous forme d'imprégnation, auxquels sont associés des spinelles automorphes secondaires, des amphiboles, des clinopyroxènes et du verre. Ces mêmes caractéristiques s'observent dans la lherzolite à amphibole PM23-30, et l'échantillon composite et de manière plus diffuse dans les lherzolites PM23-01 et PM23-45. Le type textural principal est à gros grain et équi-granulaire (granuloblastique). De rares échantillons ont une texture porphyroclastique.

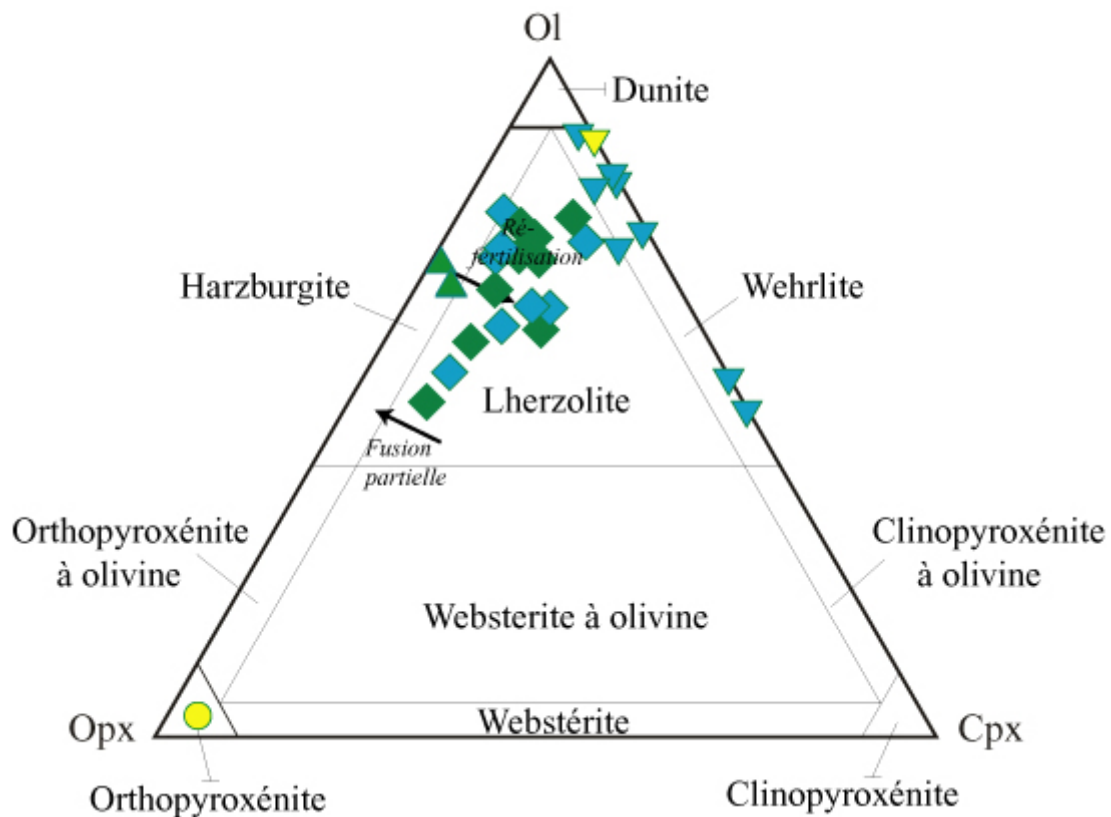


Figure V-16: Diagramme de Streickeisen (1973) dans lequel sont reportés les échantillons de Gobernador Gregores.

III- Compositions chimiques des phases minérales

III-1. Éléments majeurs

Les moyennes des analyses en éléments majeurs et des éléments traces sont reportées en annexe (CD-ROM). Les analyses en éléments traces correspondent à une moyenne de 4 ou 5 analyses par échantillon. La légende utilisée, dans tous les diagrammes de chimie minérale des éléments majeurs et des éléments traces des enclaves mantelliques de la zone Centrale de Patagonie, est représentée sur le marque-page B (annexe).

III-1.1. Olivine

Les olivines des lherzolites de Cerro Clark montrent une faible variabilité de leur Mg#, qui varie de 89 pour PM24-24 à 90,5 pour PM24-29 et PM24-32. Les olivines de la webstérite PM24-30 sont aussi magnésiennes que celles des lherzolites (Mg# : 90). Les olivines des lherzolites anhydres à spinelle de Gobernador Gregores sont magnésiennes, avec un Mg# compris entre 89,5 (PM23-09 et PM23-40) et 92 (PM23-20). Les lherzolites à amphibole se partagent en deux groupes selon le rapport Mg# de leurs olivines. En effet, les olivines des lherzolites PM23-30, PM23-10, PM23-47 et PM23-56 sont semblables aux olivines des lherzolites anhydres (Mg# : 89,5 à 91), alors que les olivines de PM23-1 et de PM23-45 ont des rapports Mg# plus faibles (87,5-88,6).

Les olivines des lherzolites à phlogopite (PM23-02, PM23-22 et PM23-04) sont de compositions homogènes, avec des Mg# compris entre 90,4 et 91,4 (Figure V-21a), semblables à ceux des olivines des harzburgites anhydres (91 dans PM23-18 et 92 dans PM23-21). A l'exception des lherzolites à amphiboles à Mg# faibles, toutes les péridotites de Gobernador Gregores ont des olivines identiques, en terme de Mg#, à celles des enclaves ultramafiques anhydres de Cerro Clark et de Tres Lagos (cette étude ; Rivalenti *et al.*, 2004a; Ntaflos *et al.*, 2006).

Les olivines des wehrlites ont des Mg# très hétérogènes et souvent faibles (compris entre 85,4 à 90,7). Elles se partagent en deux catégories :

- (i) les « magnésiennes » (Mg# : 89 – 90,7), qui caractérisent les wehrlites à amphibole PM23-17 et PM23-08, la wehrlite à amphibole + opx PM23-16 et celle à phlogopite + amphibole (PM23-6), sont semblables aux olivines des lherzolites anhydres des sites PM24 et PM23;

- (ii) les « ferreuses » ($Mg\#$: 85,4 - 88,4) s'observent dans les wehrlites à amphibole + opx PM23-24 et PM23-44, dans celle à phlogopite + amphibole PM23-11 et dans celle à phlogopite PM23-43, ainsi que dans la wehrlite composite (PM23-48). Elles sont identiques à celles des lherzolites à amphibole de PM23. Les concentrations en MnO augmentent lorsque $Mg\#$ diminue. En effet, les olivines à $Mg\#$ 90 ont une teneur moyenne en MnO de 0,15 wt %, teneur qui atteint 0,22 wt% pour celles à $Mg\#$ 85.

La wehrlite composite PM23-48 (Voir pétrographie, Figure V-13) contient des olivines de compositions différentes. Les olivines primaires de la wehrlite (ol-1) ont des $Mg\#$ de 86,5 à 88,3 alors que celles associées aux opx-2 (ol-2) à proximité ou dans la veine (3) sont plus ferreuses ($Mg\#$: 85,3-86,3). Les olivines, sous forme de baguettes dans les poches de verre sont à $Mg\#$ 84 dans la veine (3) et à $Mg\#$ 89 dans la veine (2).

III-1.2. Orthopyroxène

Les orthopyroxènes sont des enstatites dans tous les échantillons mantelliques de la zone centrale patagonienne. Les teneurs en En [$Mg / (Mg + Fe_{Tot} + Ca) * 100$] varient en moyenne entre En_{85} et $En_{91,2}$ dans les péridotites de Gobernador Gregores alors qu'elles sont plus homogènes dans celles de Cerro Clark ($En_{88,3}$ à En_{90}). Seuls les orthopyroxènes de la clinopyroxénite sans spinelle PM24-03 sont nettement moins magnésiens (En_{81}).

III-1.2.1. Cerro Clark (PM24)

Les orthopyroxènes des lherzolites de Cerro Clark ont des compositions chimiques homogènes. Ils sont magnésiens avec des $Mg\#$ compris entre 89,6 (PM24-24) et 91,6 (PM24-29 et PM24-32), et contiennent de 54 à 56 wt% de SiO_2 , de 0,2 à 0,6 wt % de Cr_2O_3 et de 2,9 à 4,6 wt% d' Al_2O_3 . Ils sont très peu titanifères avec des teneurs en TiO_2 toujours inférieures à 0,15 wt %. Il n'existe pas de différences nettes de composition en fonction de la composition modale en pyroxènes, excepté peut-être pour les opx des lherzolites contenant de 30 à 35 % de pyroxènes qui sont légèrement plus siliceux (55,5-56,5 wt%) et moins alumineux (2,8-4 wt%) que ceux des autres péridotites. Les orthopyroxènes de la lherzolite PM24-22 ont des $Mg\#$ homogènes (89,5-90), mais des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 plus hétérogènes (54,5-55,5 wt% et 3,8-4,5 wt%, respectivement ; Figure V-23).

Les enstatites de la webstérite PM24-30 et de la clinopyroxénite à spinelle PM24-02 ont des $Mg\#$ semblables voisins de 90,2, alors que ceux de la clinopyroxénite dépourvue de

spinnelle PM24-03 sont bien moins magnésiens avec un Mg# de 81. Les opx de la webstérite sont les plus alumineux (4,6-5 wt%) et les plus titanifères (0,15 wt%) de toutes les enclaves de Cerro Clark. Au contraire, ceux de PM24-02 ont les plus faibles concentrations en Al_2O_3 (2,6 à 3,6 wt%) et en TiO_2 (0,05 wt%). Les opx de la clinopyroxénite sans spinelle PM24-03 sont moins siliceux (53-54 wt%) et moins chromifères (0,12-0,24 wt%), que ceux des deux autres pyroxénites, mais sont aussi alumineux (4,1-4,8 wt%) que ceux de la webstérite PM24-30, et aussi peu titanifères (0,03 wt%) que les opx de PM24-02.

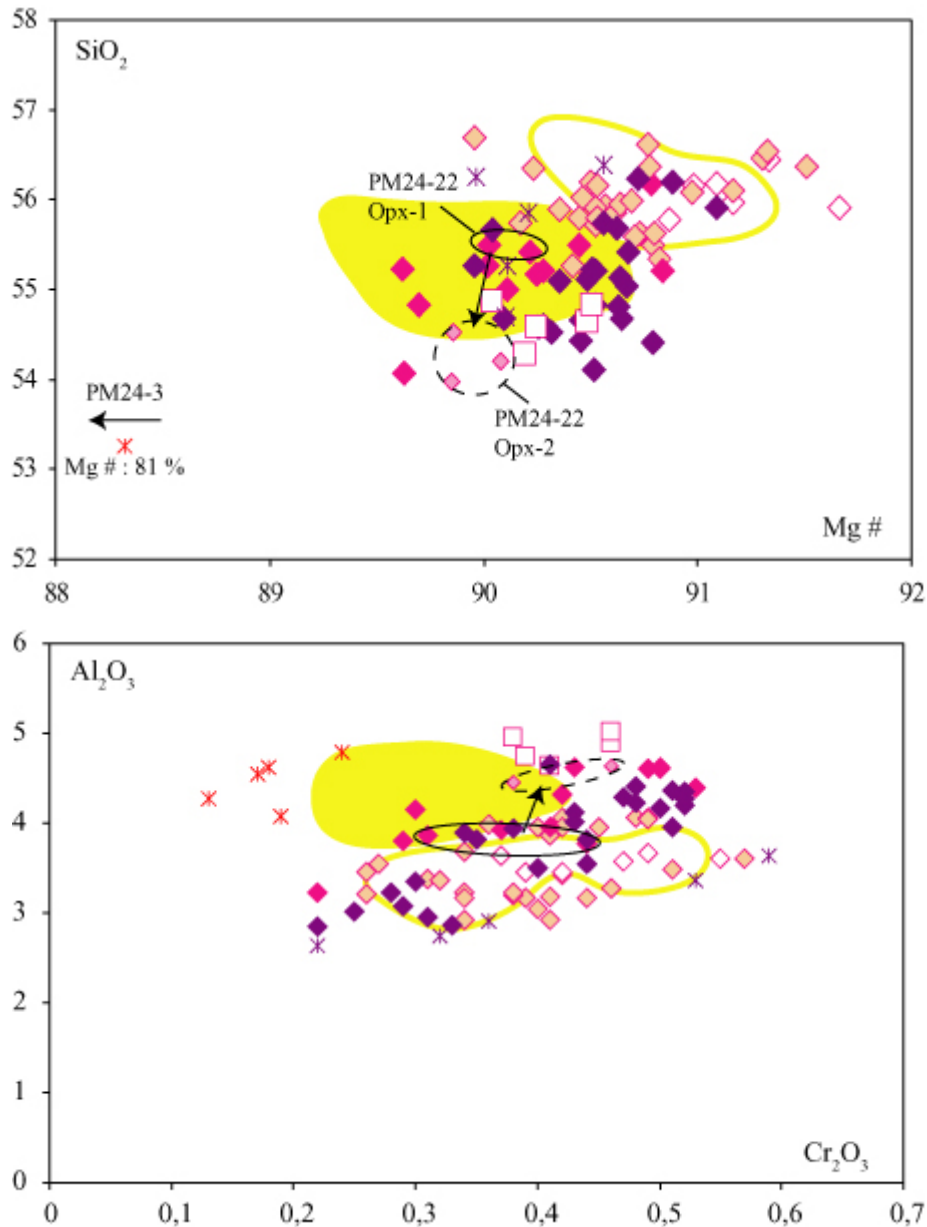


Figure V-17: Diagramme SiO_2 vs Mg# [Mg/ (Mg+ Fe_{Tot})*100] et Al_2O_3 vs Cr_2O_3 des orthopyroxènes des enclaves ultramafiques de Cerro Clark. Les champs en jaune correspondent aux compositions chimiques des orthopyroxènes de Cerro de los Chenques (PM12). Le champ plein, en jaune, correspond à ceux des webstérites,

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

et celui simplement bordé de jaune, à ceux des lherzolites. Pour la légende, se reporter à l'annexe (marque-page B).

La disparité des teneurs en chrome dans les opx de la plupart des enclaves se corrèle positivement avec les teneurs en CaO (non représentée ici). Cette dernière est une conséquence directe de la présence d'exsolution de clinopyroxènes dans les orthopyroxènes, et donc j'attribue les variations en chrome également à ces processus d'exsolution. Dans le cas de PM24-02, il n'existe par contre pas de corrélation entre le chrome et le calcium. Pourtant les teneurs en chrome varient considérablement de 0,2 à 0,6 wt %. Ces variations ne sont pas à relier à des problèmes analytiques, car l'erreur à la microsonde électronique est de $\pm 0,08$ % sur le chrome mesuré dans l'opx.

Les orthopyroxènes des lherzolites de Cerro Clark ont des concentrations en aluminium, en chrome et un rapport Mg# similaire à celles des opx des lherzolites de Cerro de los Chenques (PM12, voir Chapitre IV). Les orthopyroxènes de la webstérite, tout comme ceux des webstérites de PM12, sont plus riches en aluminium par rapport aux lherzolites du même site. Cependant, ils ne sont pas plus pauvres en Cr₂O₃, ni moins magnésiens que les opx des lherzolites, comme c'est le cas à Cerro de los Chenques (Figure V-17, voir chapitre IV).

III-1.2.2. Gobernador Gregores (PM23)

Parmi les péridotites de Gobernador Gregores, les orthopyroxènes présentent des compositions chimiques variables au sein d'un même groupe lithologique ainsi que d'un groupe à un autre (Figure V-18). Les orthopyroxènes des wehrlites sont plus éloignés du pôle pur enstatite que ceux des lherzolites.

Dans les wehrlites à amphibole et à orthopyroxène, les opx de PM23-16 ont un rapport Mg# de 89,6 bien supérieur à celui des opx des deux autres wehrlites à amphibole et orthopyroxène, PM23-24 et PM23-44, dans lesquelles le Mg# est de 85,3 et 86, respectivement. Les opx de PM23-16 diffèrent, également par rapport à ces deux dernières, par leurs teneurs en SiO₂ (55,7-56,5 wt%) et en TiO₂ (toujours sous la limite de détection). Ils sont cependant aussi peu alumineux (2,8-3 wt%) que les opx de PM23-24 et aussi chromifères (0,4-0,5 wt%) que ceux de PM23-44.

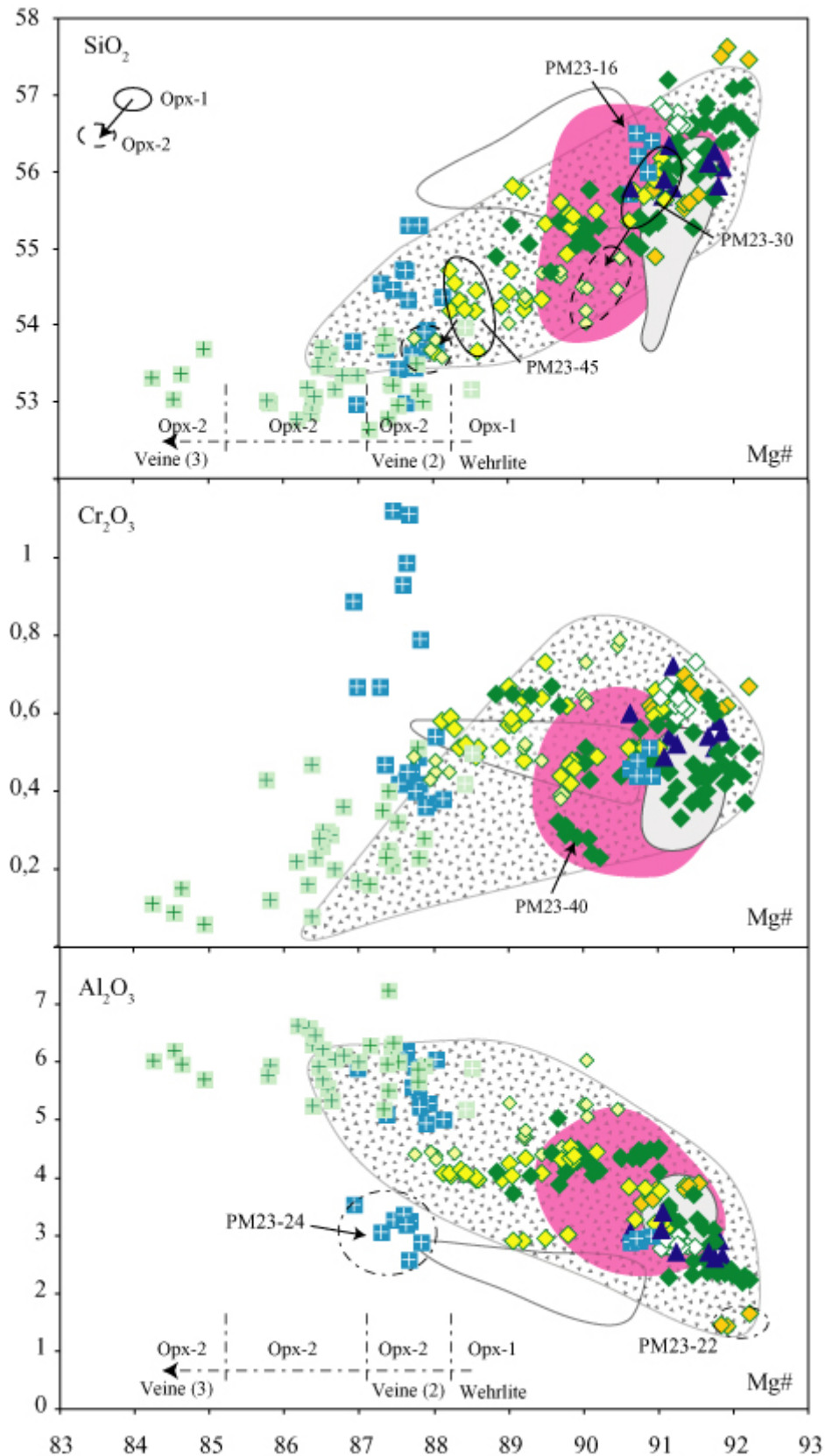


Figure V-18: Diagrammes SiO₂, Cr₂O₃ et Al₂O₃ vs Mg# [Mg/(Mg+Fe_{Tot})* 100] de l'orthopyroxène dans les péridotites de Gobernador Gregores (PM23). La zone rose représente les compositions des orthopyroxènes des lherzolites de Cerro Clark (Figure V-17). Les champs blancs et tachetés représentent les compositions des opx

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

des wehrlites et des péridotites de Gobernador Gregores étudiés par Laurora *et al.* (2001), Rivalenti *et al.* (2004a), Gorrington et Kay (2000) et Alliani *et al.* (2004). Le champ gris correspond aux opx des péridotites anhydres de Tres Lagos (Ntaflos *et al.*, 2006). Les opx-2 dans les lherzolites à amphibole et à spinelles sont représentés par de plus petits losanges verts, remplis d'un jaune plus pâle. Un complément de légende se trouve en annexe (marque-page B).

La quantité d'alumine dans les opx de PM23-24 est relativement basse et homogène (2,6-3,6 wt %), tout comme dans ceux de PM23-16, alors que les opx de PM23-44 sont beaucoup plus riches en alumine (5-6 wt%). Les teneurs en chrome varient de 0,4 à 0,5 % dans les opx de PM23-44 et de PM23-16, alors qu'elles sont plus élevées (0,45-1,1 wt%) dans ceux de PM23-24. Les opx les plus chromifères sont aussi les plus calciques (CaO : 2 wt%). Les teneurs en titane des opx de PM23-24 et de PM23-44 sont respectivement de 0,12 et 0,4 %. Leurs rapports Mg# (85,3 à 86 et 89,6) sont relativement peu magnésiens mais comparables à ceux des olivines (87 à 88 et 90).

Les opx de la wehrlite composite (PM23-48) montrent des différences de compositions en fonction de leur localisation dans l'échantillon (Figure V-18, voir aussi pétrographie). En effet, les opx-1 sont plus magnésiens (Mg# : 88,4) que les opx-2 de la zone d'imprégnation (2) qui ont un rapport Mg# compris entre 87,1 et 87,9. Le rapport Mg# de ces derniers diminue lorsque l'on se rapproche de la veine (3), et c'est à l'intérieur de cette veine (3) que le rapport Mg# de ces opx-2 est le plus faible (84,2 -85). Cette évolution du Mg# ne s'observe pas pour les teneurs en oxydes tels que Al₂O₃, TiO₂ et SiO₂, qui demeurent constantes. Les concentrations en Cr₂O₃, par contre, diminuent depuis des valeurs de 0,4-0,5 wt % dans l'opx-1 jusqu'à 0,06-0,15 wt % dans l'opx-2 de la veine (3) (Figure V-18).

Les opx des lherzolites à phlogopite et à spinelle ont des Mg# homogènes compris entre 90,5 (PM23-02) et 92 (PM23-22). Les teneurs en chrome sont homogènes (0,5 à 0,7 wt%) dans les trois échantillons. Les enstatites de PM23-22 sont peu alumineuses (Al₂O₃ : 1,5-1,6 wt%) et très riches en silice (57,5 wt%), alors que celles de PM23-02 et de PM23-04 sont plus alumineuses et moins siliceuses (Al₂O₃ : 3,6-4 wt% et SiO₂ : 54,9-55,8 wt%). Tous les opx de ce groupe lithologique sont très pauvres en titane (TiO₂ < 0,1 wt%).

Les enstatites des lherzolites à amphibole et spinelle montrent une large gamme de variations de leurs compositions. Le rapport Mg# des opx-1 varie de 88 (PM23-45) à 91 (PM23-47 ; PM23-31). Les enclaves PM23-30 et PM23-45 contiennent deux types d'orthopyroxènes ; (i) les opx-1 et (ii) les opx-2 qui forment des sortes de chapelets (voir Pétrographie). Les opx-2 sont légèrement moins magnésiens et moins siliceux mais plus

alumineux et plus titanifères (Figure V-18) que les opx-1 de la même enclave. Par exemple, les opx-2 de PM23-30 (Mg# : 90-90,5) sont légèrement moins magnésiens et moins siliceux (54-54,8 wt%) que les opx-1 (Mg# : 91; SiO₂ : 55,6-56,2 wt%), mais beaucoup plus alumineux (Al₂O₃ : 4,3 à 6 wt % pour l'opx-2, et 3,1 à 3,3 wt% dans l'opx-1). Les teneurs en TiO₂ des opx-1 dans PM23-30 varient de 0,05 à 0,12 wt% alors que les opx-2 en contiennent de 0,18 à 0,33 wt%. Les concentrations en Cr₂O₃ dans les opx-1 et les opx-2 n'ont pas le même comportement d'un échantillon à l'autre. En effet, les teneurs en chrome de l'opx-2 (0,43-0,49 wt%) sont légèrement inférieures à celles des opx-1 (0,49-0,59 wt%) dans PM23-45, alors que dans PM23-30, ce sont les opx-2 qui sont plus riches en Cr₂O₃ (0,4-0,8 wt%) par rapport aux opx-1 (0,6-0,66 wt%). Ce comportement particulier ne peut pas s'expliquer par de fines exsolutions de clinopyroxène puisque les opx-1 et les opx-2 ont des compositions en CaO homogènes (0,7 à 0,85 wt%).

Les orthopyroxènes des péridotites anhydres (lherzolites et harzburgites) ont des rapports Mg# hétérogènes compris entre 88,8 et 92,2. Les opx de trois lherzolites ont des rapports Mg# inférieurs à 90: PM23-03 avec 88,8-89,7; PM23-09 avec 89,8-90 et PM23-21 avec 89,6-90,2; alors que les opx des autres lherzolites et des harzburgites ont des Mg# compris entre 90,5 (PM23-31) et 92,2 (PM23-20). Les teneurs en Al₂O₃ augmentent depuis 2,2 wt% pour l'opx le plus magnésien (PM23-20) à 4,4 wt% dans l'opx le moins magnésien (PM23-03). Nous observons un palier en Al₂O₃ à 4,4 % (Figure V-18) pour une gamme de variations du rapport Mg# entre 88,8 et 91. Ce palier se surimpose à celui observé pour les opx des lherzolites à amphiboles et à spinelles.

Les enstatites de la harzburgite PM23-18 sont plus magnésiennes (Mg# : 92) que celles de la harzburgite PM23-21 (Mg# : 90,6-91,2). Nous notons une similarité de compositions entre les opx magnésiens des péridotites anhydres de Gobernador Gregores et ceux des péridotites anhydres de Tres Lagos (Ntaflos *et al.*, 2006).

III-1.3. Clinopyroxène

Les clinopyroxènes sont des diopsides (Wo_{47-49,8} En_{48-45,9} Fs_{4,9-3,8}) dans toutes les enclaves de Cerro Clark. Au contraire, parmi les péridotites de Gobernador Gregores, certains sont des augites magnésiennes, notamment dans les enclaves contenant des phases hydratées (Wo_{43,5-45,6} En₅₁₋₄₉ Fs_{5,5-5,4}) ainsi que dans la plupart des wehrlites (Wo_{43,2-44,8} En_{49,5-48,9} Fs_{7,2-6,3}), alors que ce sont des diopsides (Wo_{45,2-49,6} En_{48,6-47,1} Fs_{6,3-3,3}; Figure V-19) dans la majorité des

péridotites anhydres. Il existe cependant quelques exceptions avec une wehrlite à amphibole et à opx (PM23-16) contenant des diopsides ($Wo_{45,5} En_{49,5} Fs_5$) et une lherzolite à spinelle anhydre (PM23-03) contenant des augites ($Wo_{43,6} En_{48,9} Fs_{7,5}$).

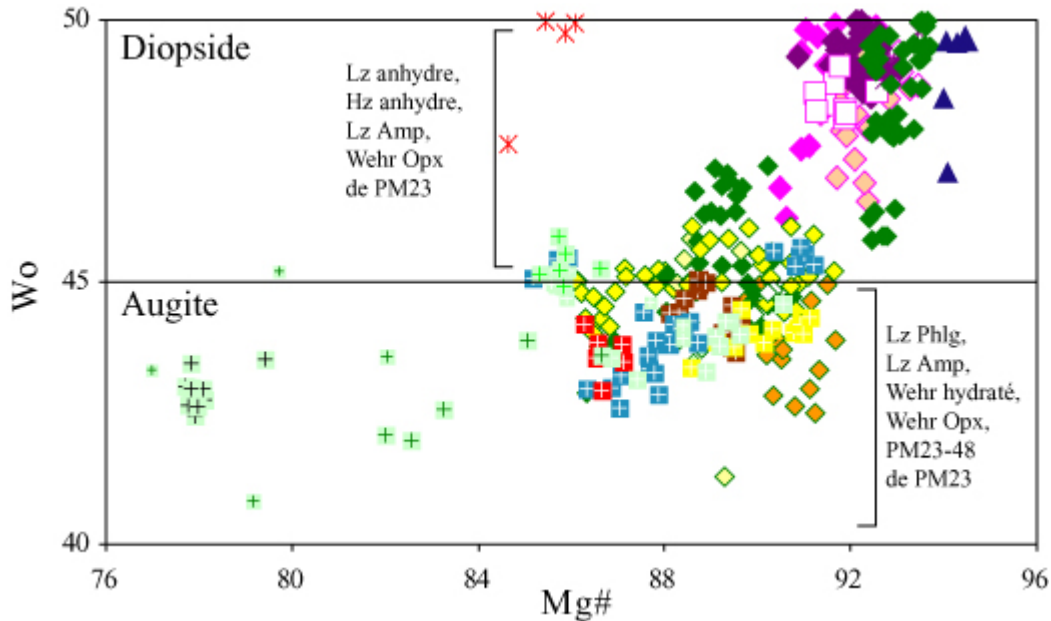


Figure V-19 : Diagramme Wo $[Ca / (Ca + Fe_{Tot} + Mg) * 100]$ vs Mg# $[Mg / (Mg + Fe_{Tot}) * 100]$ des clinopyroxènes des enclaves de Cerro Clark et de Gobernador Gregores. Pour des Wo compris entre 45 et 50 %, les clinopyroxènes sont des diopsides, alors que ceux avec $Wo < 45\%$ sont des augites d'après la classification de Morimoto *et al.* (1988).

III-1.3.1. Cerro Clark

Les diopsides des lherzolites à spinelle de Cerro Clark ont des rapports Mg# semblables variant de 90,6 (PM24-24) à 92-93 (PM24-29, PM24-32). Les diopsides de la webstérite PM24-30 sont magnésiens (Mg# : 91,2-91,8). Ceux de la clinopyroxénite à spinelle (PM24-02) sont particulièrement riches en magnésium (Mg# : 92,7-93,4), alors que les cpx de la clinopyroxénite dépourvue de spinelle (PM24-03) sont nettement plus riches en fer (Mg# : 84,6-86,6). Les rapports Mg# des cpx sont toujours légèrement supérieurs à ceux des opx et des olivines, ce qui témoigne d'un état d'équilibre entre ces trois phases minérales. Les deux pyroxènes de PM24-03, au contraire, ne sont pas à l'équilibre chimique car les rapports Mg# des cpx (> 85) sont largement supérieurs à ceux des opx (Mg# : 81). Aucun lien entre la composition modale en cpx et la composition chimique de ces derniers n'est établi. Les teneurs en Na_2O , comprises entre 1 et 2,1 wt%, ne semblent pas corrélées avec le rapport Mg# (Figure V-20).

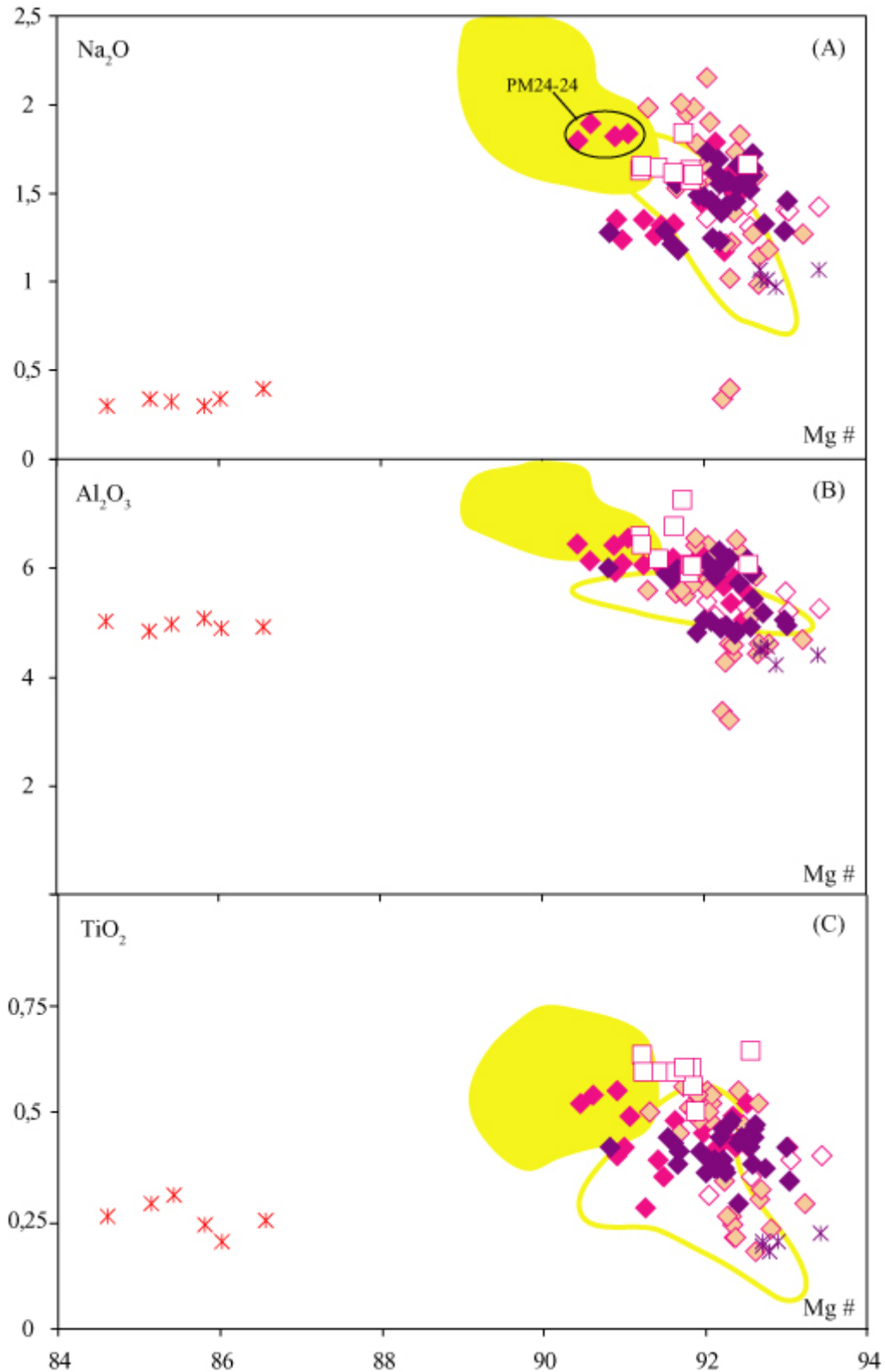


Figure V-20: Diagrammes binaires Na₂O, Al₂O₃ et TiO₂ vs Mg# [(Mg/ (Mg+FeTot)) x 100] des clinopyroxènes des péridotites et pyroxénites de Cerro Clark. Le champ complet jaune correspond aux cpx des webstérites, et celui bordé de jaune à ceux des lherzolites de Cerro de los Chenques (PM12). Pour la légende se reporter au marque-page B (cf. annexe).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

Par exemple, les cpx des lherzolites PM24-22 et PM24-29 sont aussi sodiques (en moyenne, 1,35 wt%) alors que leurs Mg# sont différents (en moyenne 91,5 et 92,5 %, respectivement). Le clinopyroxène le moins sodique est inclus dans un spinelle, et associé à un sulfure (Na_2O : 0,5 wt%) dans la lherzolite PM24-32.

La concentration en CaO des cpx de Cerro Clark augmente lorsque leur Mg# augmente, excepté pour PM24-22 qui sort légèrement de la tendance avec de trop forte teneur en CaO pour sa valeur en Mg# (Figure V-20). Les teneurs en Al_2O_3 varient de 4,2 % (PM24-32) à 6,4 % (PM24-24), et les compositions en TiO_2 sont comprises entre 0,18 pour l'opx le plus magnésien (PM24-32) et 0,54 wt%, pour le moins magnésien (PM24-24).

Les diopsides des pyroxénites à spinelles s'alignent sur le trend formé par ceux des péridotites, avec 4,5 wt% et 6,7 wt% d' Al_2O_3 , et 0,18 wt % et 0,65 wt% de TiO_2 dans la clinopyroxénite PM24-02 et dans la webstérite PM24-30, respectivement. Les cpx de la clinopyroxénite sans spinelle (PM24-03) ont des teneurs en alumine (5 wt%) et titane (0,25 wt%) semblables à ceux de la clinopyroxénite PM24-02, mais ils sont beaucoup moins sodique (0,25 wt%, Figure V-26).

III-1.3.2. Gobernador Gregores

Parmi les wehrlites de Gobernador Gregores, le rapport Mg# est élevé (91) dans les augites de la wehrlite à amphibole PM23-08 et les diopsides de la wehrlite à opx PM23-16, alors qu'il est bien plus faible (86) dans les augites de la wehrlite à phlogopite (PM23-43). Les concentrations moyennes en CaO (17,5 à 18,5 wt%), Na_2O (2-2,5 wt%) et Al_2O_3 (3,7-5,5 wt%) sont homogènes pour tous les cpx, quelque soit la lithologie. Les concentrations en TiO_2 augmentent, et celles en Cr_2O_3 diminuent lorsque le rapport Mg# diminue (Figure V-21).

Les diopsides de PM23-16 sont plus alumineux (5,5 %) que les augites de la wehrlite à opx PM23-24 (Al_2O_3 : 3,8 wt %), mais identiques aux Cpx-1 de PM23-44 (Al_2O_3 : 5 wt%). Les augites, notamment celles de PM23-24, sont beaucoup plus titanifères (TiO_2 : 0,3-0,5 wt%) et plus chromifères (Cr_2O_3 : 1,6 -2,3 wt%), que les diopsides de PM23-16,. Le clinopyroxène cpx-2 de PM23-44, qui est un diopside, se trouve à proximité d'une pargasite. Il est moins magnésien (Mg# : 85,7), moins siliceux (50,4 wt%), moins chromifère (1,1 wt %), mais bien plus alumineux (Al_2O_3 : 8 wt%) et titanifère (0,9 wt%) que le cpx-1 (SiO_2 : 52,7 wt%; Cr_2O_3 : 1,6 wt%; Al_2O_3 : 4,9 wt%; TiO_2 : 0,34 wt%).

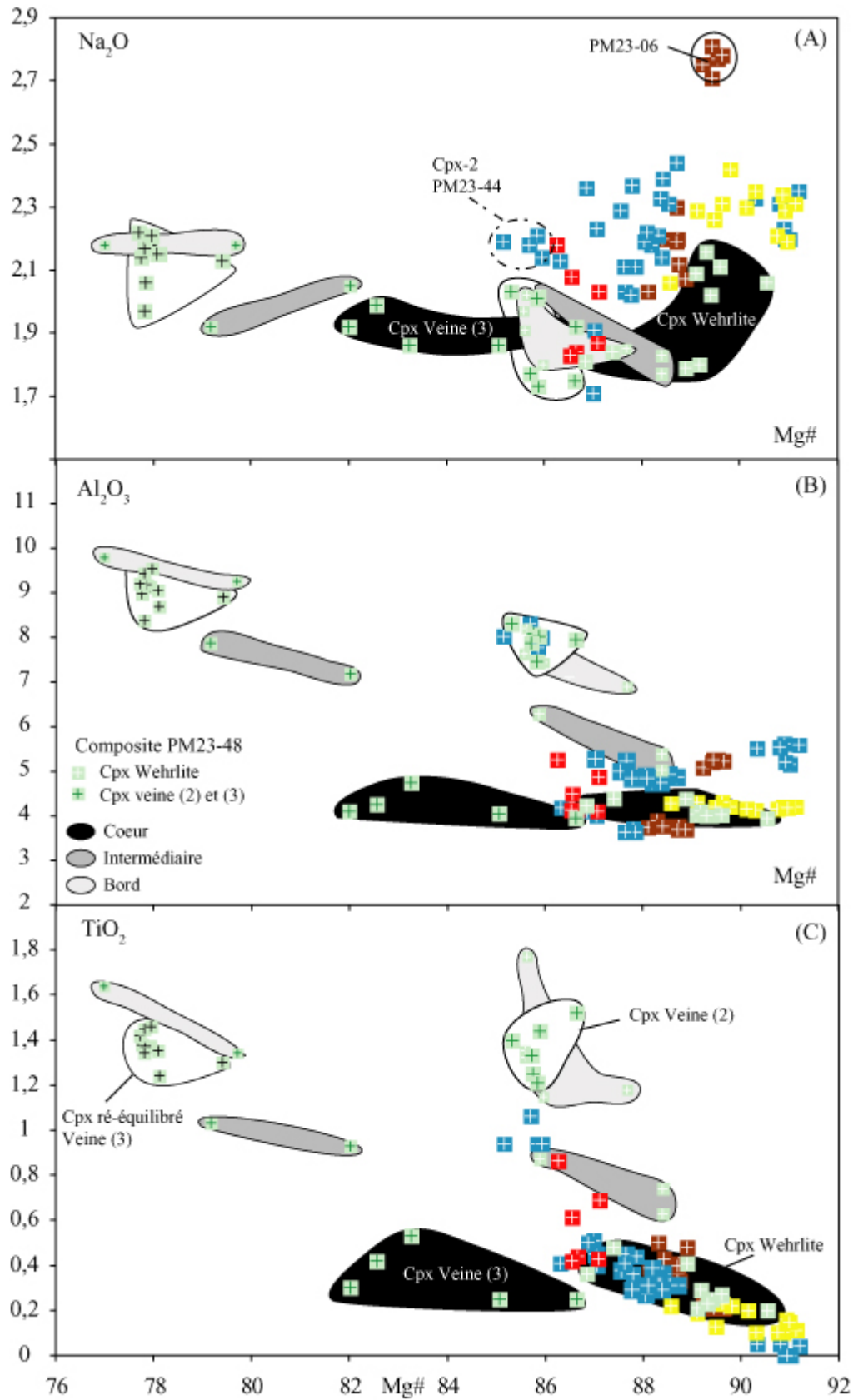


Figure V-21 : Diagrammes binaires Na₂O, Al₂O₃ et TiO₂ vs Mg# [(Mg/ (Mg+FeTot)) x 100] des clinopyroxènes des wehrlites de Gobernador Gregores (PM23). Pour la légende se reporter au marque-page B (cf. annexe).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

Les augites de la wehrlite à phlogopite (PM23-43) se caractérisent par un rapport Mg# de 86,5, et par des concentrations en alumine de 4,5 wt% et des teneurs en sodium de 2 wt%. Elles se différencient des cpx des autres échantillons par de plus importantes teneurs en TiO₂ (0,6 wt%) et de plus faibles concentrations en Cr₂O₃ (0,77 wt%, Figure V-21).

Les wehrlites contenant les deux phases hydroxylées (amphiboles et phlogopites), PM23-06 et PM23-11 contiennent des augite de composition chimique différente, sauf pour la silice dont les concentrations sont identiques (53,7 wt%). En effet, les augites de PM23-06 sont plus magnésiennes (Mg# : 89,5) que celles de PM23-11 (Mg# : 88,5). Elles sont également plus riches en Na₂O (2,7 wt %, contre 2,3 wt%), en alumine (5,2 wt% contre 3,8 wt%) et en chrome (2 wt% contre 1,8 wt%).

Les augites des wehrlites à amphibole et à spinelle sont aussi magnésiennes (Mg# : 89,5 -90,8) et sodiques (2,25 wt%) que celles des wehrlites à amphibole et phlogopite et que les diopsides de PM23-16. Leurs teneurs en TiO₂ suivent le trend établis en fonction du Mg#. Elles sont aussi chromifères (1,7-1,9 wt%) que celles des wehrlites à phlogopite et à amphibole (Figure V-21).

Les compositions chimiques des clinopyroxènes des wehrlites sont variables. Malgré ces différences, nous notons que les corrélations entre les différents éléments chimiques et le Mg#, témoignant de processus pétrogénétiques tels que la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée, sont absentes, excepté pour le TiO₂. En effet, les concentrations en TiO₂ augmentent lorsque le Mg# diminue, alors que les teneurs en Na₂O et en Al₂O₃ forment des paliers horizontaux (en bleu, Figure V-21, 22).

Dans les diagrammes des différents oxydes versus Mg# des cpx (Figure V-22), nous notons qu'il existe de nettes différences de composition des cpx au sein d'un même groupe lithologique. En effet, parmi les lherzolites anhydres à spinelle (losange vert), les diopsides dans quelques échantillons (PM23-57 ; PM23-20 ; PM23-55 ; PM23-51 et PM23-37) sont très magnésiens (Mg# : 92,4-93,7), alors que dans les autres (PM23-09, PM23-40 ; PM23-31 et PM23-3) le rapport Mg# des cpx (86,3-90,7) est identique à celui des cpx des wehrlites et des lherzolites à amphiboles. Dans PM23-03, le cpx-1 contenant des spinelles en inclusion, et situé dans une zone riche en cpx, est magnésien (Mg# : 88,2-89,2), alors que le cpx-2 isolé parmi des olivines est beaucoup plus ferreux (Mg# : 86,3-86,9).

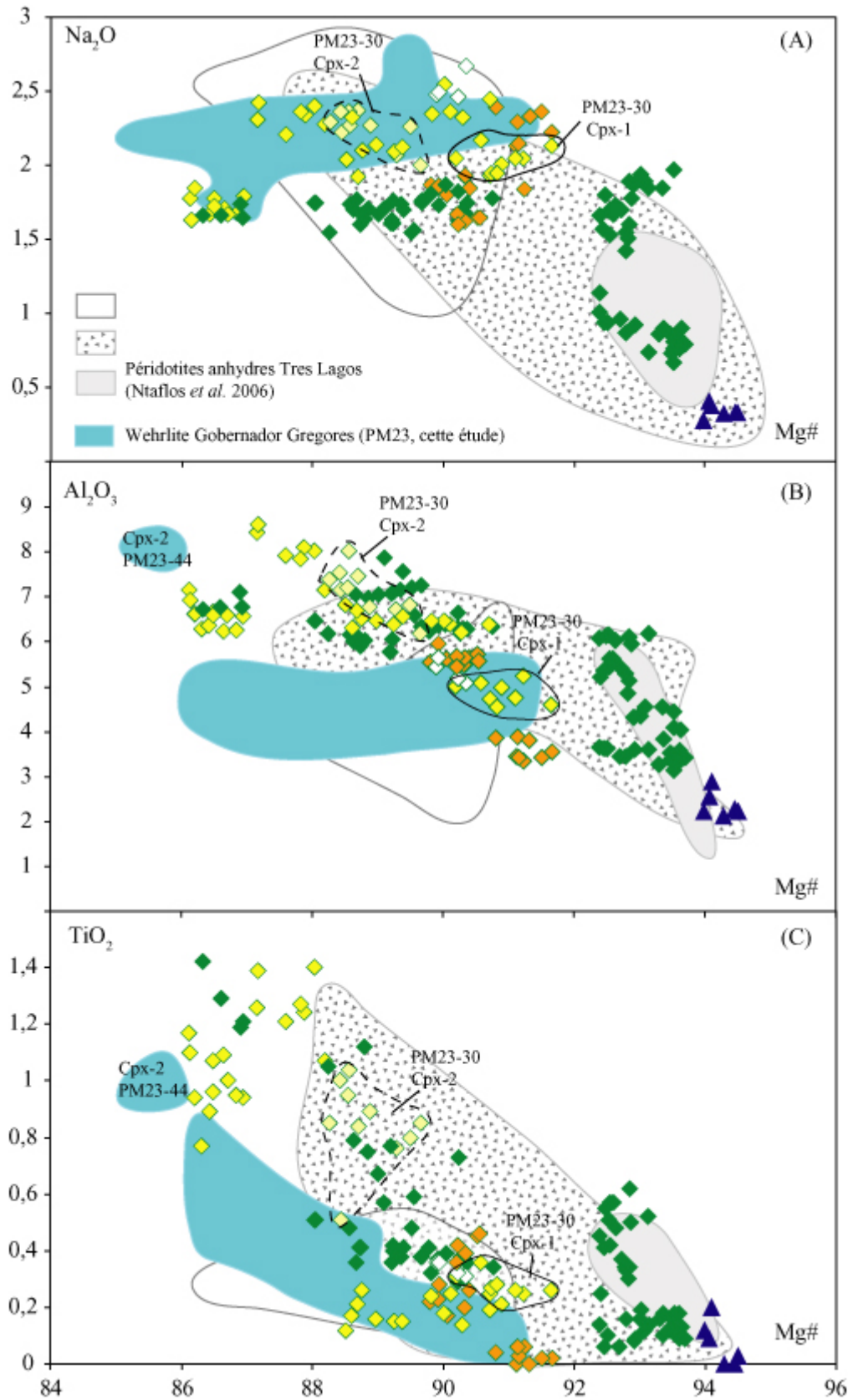


Figure V-22 : Diagrammes binaires Na₂O, Al₂O₃ et TiO₂ vs Mg# [(Mg/ (Mg+FeTot)) x 100] des clinopyroxènes des péridotites de Gobernador Gregores (PM23). La zone bleue représente les compositions des clinopyroxènes des wehrlites, sauf ceux de la wehrlite PM23-48, présentées en figure V-21. Les champs blancs et tachetés

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

représentent les compositions des cpx des wehrlites et des péridotites de Gobernador Gregores étudiées par Laurora *et al.* (2001), Rivalenti *et al.* (2004a), Gorrington et Kay (2000) et Alliani *et al.* (2004). Le champ gris correspond aux cpx des péridotites anhydres de Tres Lagos (Ntaflos *et al.*, 2006).

Dans le groupe des diopsides très magnésiens des lherzolites à spinelle anhydre, les teneurs en Na₂O, en Al₂O₃ et en TiO₂ augmentent lorsque le Mg# diminue, comme pour les péridotites anhydres de Tres Lagos (Ntaflos *et al.*, 2006, Figure V-22). Les diopsides des harzburgites anhydres à spinelle (PM23-18 et PM23-21) constituent le pôle le plus magnésien et le plus pauvre en sodium, aluminium et titane, mais le plus riche en chrome (0,6-0,8 wt %) de ces corrélations négatives. De telles corrélations sont loin d'être évidentes pour les cpx des autres échantillons, notamment dans le cas du sodium. En effet, les teneurs en Na₂O sont comprises entre 1,5 et 1,9 wt% pour un Mg# très variable (86,3-90,7) dans le cas des cpx les moins magnésiens des autres lherzolites à spinelle anhydres. Dans leur cas, le plateau formé est semblable à celui observé pour les wehrlites (Na₂O : 1,8-2,7 wt%) et les lherzolites à amphibole (Na₂O : 1,6-2,5 wt% ; Figure V-22A), mais pour des teneurs plus faibles. Les concentrations en TiO₂ des diopsides peu magnésiens des lherzolites anhydres à spinelle forment un trend parallèle à celui des diopsides plus magnésiens (Figure V-22). Les teneurs en Cr₂O₃ (0,6-1,3 wt%) et en Al₂O₃ (5,7-7,2 wt%) sont homogènes, pour une large gamme de Mg# (86,3-90,7), comme nous l'avons déjà noté pour le sodium.

La gamme de variations du rapport Mg# des cpx des lherzolites à amphibole, ainsi que leurs concentrations en sodium sont identiques à ceux des wehrlites (86,1-91,6 ; Na₂O : 1,6-2,55 wt%). Les teneurs en Al₂O₃ augmentent de 4,6 (Cpx-1 de PM23-30) à 8,7 wt% (PM23-01), lorsque le Mg# diminue de 91,5 à 87,3, à l'exception du cpx-2 de PM23-03 qui, malgré un Mg# de 86,5, ne contient que 6,6 wt% d'alumine (Figure V-22B). Une telle corrélation s'observe également dans le cas du titane, avec 1,2-1,4 wt% dans PM23-01 et seulement 0,2-0,36 wt% dans le cpx-1 de PM23-30. Là aussi, le cpx-2 de PM23-03 se place en dessous du trend, avec 0,8-1,2 wt% de titane (Figure V-22C).

Les teneurs en chrome, quant à elles, diminuent de 1,5-1,7 wt% dans les cpx-1 de PM23-30 à 0,77-1,1 wt% dans les cpx de PM23-01. Les teneurs du cpx-2 de PM23-03 sont encore une fois hors trend (au dessus cette fois), avec des teneurs en chrome plus élevées (1-1,3 wt%). Les teneurs en Na₂O et le rapport Mg# de ce cpx-2 sont identiques à ceux des augites de la wehrlite à phlogopite (PM23-43) et de la lherzolute PM23-45. Les cpx-2, associés aux opx-2 (voir Pétrographie, Figure V-8) de PM23-30, sont plus ferreux (Mg# :

88,3-89,5), plus alumineux (6,2-8 wt%), et plus titanifères (0,8-1 wt%) que les cpx-1 (Figure V-22B et C).

Les augites des lherzolites à phlogopite ont des Mg# compris entre 90,5 (PM23-02, PM23-04) et 91,5 (PM23-22). Leurs teneurs en Na₂O diminuent de 2,2 wt% à 1,6-1,8 wt%, lorsque le Mg# diminue avec une corrélation inverse à celle observée pour les autres groupes lithologiques. Les teneurs en Al₂O₃ varient de 5,6 wt% dans les augites de PM23-02 et PM23-04 à 3,6 wt% dans PM23-22. Les cpx les moins magnésiens des 3 échantillons sont titanifères avec 0,4 wt% de TiO₂ dans PM23-04 et 0,25wt% dans PM23-02, alors que ceux de PM23-22 sont très pauvres en titane (0,03 wt%).

Les clinopyroxènes des péridotites sont de manière générale plus magnésiens et plus alumineux que les orthopyroxènes dans un même échantillon. Des plateaux en composition en Al₂O₃ observés pour des cpx relativement peu magnésiens (Mg# : 86,3-90,7%) sont également observés pour les opx de ces mêmes échantillons (Figure V-18 et 22). L'évolution du rapport Mg# des cpx en fonction de ceux de l'opx et de l'olivine diffère très peu selon la lithologie. Entre le cpx et l'olivine, le cpx et l'opx ainsi que l'opx et l'olivine, les coefficients de partage du fer et du magnésium, toujours proches de 1 (0,98 à 1,03), suggèrent que ces trois phases minérales ont atteint un état d'équilibre.

III-1.4. Spinelle

Dans la plupart des enclaves de Cerro Clark et de Gobernador Gregores, le spinelle est une chromite magnésienne et alumineuse.

Parmi les lherzolites de Cerro Clark riches en pyroxènes (Pyx > 40 %), les spinelles sont moins chromifères (Cr# : 11-13,5) et légèrement plus magnésiens (Mg# : 75,7 à 82) que ceux des lherzolites, « pauvres » en pyroxènes (Pyx < 35 %) qui ont en moyenne des Cr# compris entre 12,5 (PM24-25) et 23 (PM24-27) pour des Mg # variant de 81,2 à 73,2. La lherzolite PM24-24 contient le spinelle le plus ferreux (Mg# : 71). Les spinelles de la lherzolite PM24-09 (22% de pyroxènes) ont des rapports Mg# variant de 62,7 à 83 pour des rapports Cr# homogènes (17-18). Les spinelles de la clinopyroxénite PM24-04 ont des Mg# de 75,6 pour un Cr# de 16,7, alors que ceux de la webstérite PM24-30 sont plus magnésiens (Mg# : 79,7-80,7) et très alumineux (60% Al₂O₃ pour un Cr# de 8-9%). Ces derniers sont des

chromites magnésiennes très alumineuses identiques à celles de Cerro de los Chenques (Web PM12, Figure V-23), mais légèrement plus magnésiennes.

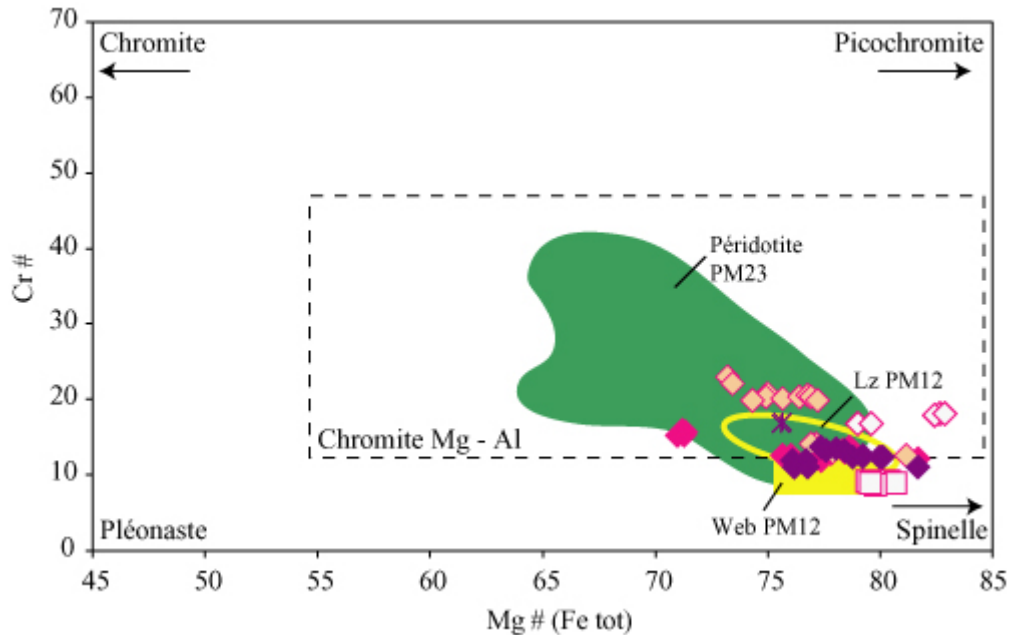


Figure V-23: Diagramme Cr# [= Cr/(Cr+Al)*100] vs Mg# [= Mg/(Mg+Fe_{Tot})*100] dans les spinelles des péridotites et des pyroxénites de Cerro Clark. Le champ vert représente la composition des spinelles des péridotites de Gobernador Gregores (voir Figure V- suivante). Les champs jaunes illustrent les compositions des spinelles des lherzolites (champ vide ; Lz PM12) et des webstérites (champ plein, Web PM12) de Cerro de los Chenques (Voir chapitre IV). Un complément de légende est présenté en annexe (marque-page B). La nomenclature est d'après Haggerty (1981).

Nous notons également que les compositions des spinelles des lherzolites de Cerro Clark (Pyx > 40 %) sont similaires à celles des lherzolites de Cerro de los Chenques, notamment à PM12-48 qui contient plus de 40 % de pyroxènes (Lz PM12, Figure V-23).

Les spinelles des péridotites de Gobernador Gregores sont des chromites magnésiennes et alumineuses, avec des Mg# compris entre 62 et 79, pour une large gamme de variations du Cr# (1 à 63). Les chromites magnésiennes et alumineuses des péridotites à spinelle forment un continuum entre (i) les plus chromifères (Cr# : 26-30) et moins magnésiennes (Mg# : 66-71) des harzburgites (PM23-18 et PM23-21), et des lherzolites PM23-03 et PM23-51 ; et (ii) les plus alumineuses (Cr# : 10-18) et magnésiennes (Mg# : 70,5-77) des autres lherzolites à spinelle. Le spinelle de PM23-40 a le rapport en Cr# le plus faible de toutes les péridotites à spinelles de Gobernador Gregores (Figure V-24). Les spinelles des lherzolites à spinelle PM23-20 et PM23-37 ont des compositions qui sortent du

continuum défini au dessus dans le champ Mg#-Cr#. En effet, ils ont des rapports Cr# compris entre 35 et 40 pour des Mg# variant de 70 à 72.

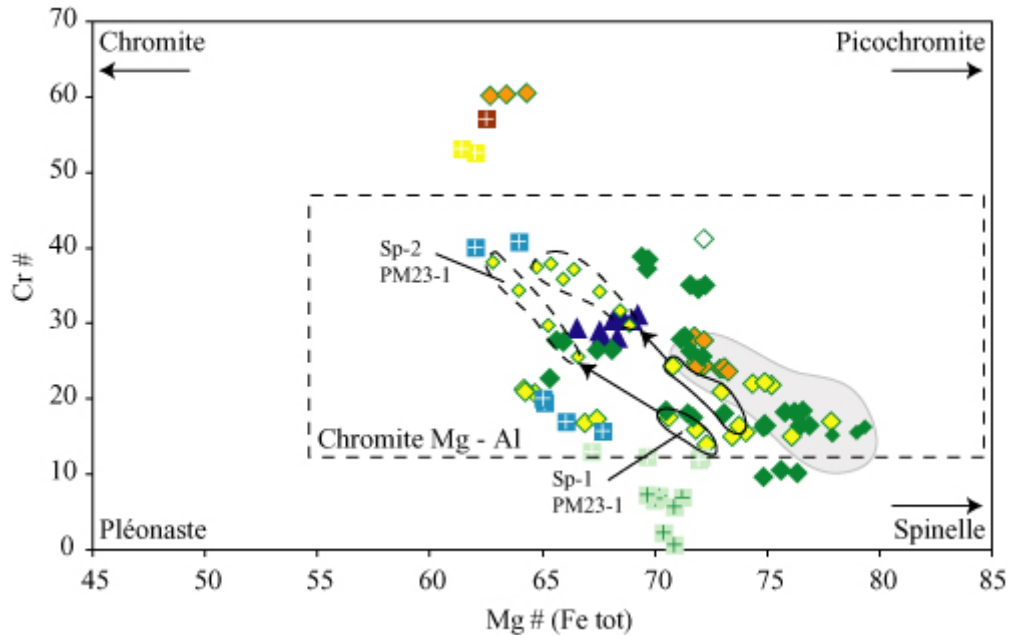


Figure V-24: Diagramme Cr# [= Cr/(Cr+Al)*100] vs Mg# [= Mg/(Mg+Fe_{Tot})*100] dans les spinelles des lherzolites, des harzburgites et des wehrlites de Gobernador Gregores. Un complément de légende est fait en annexe (cf. marque-page B). La nomenclature est d'après Haggerty (1981). Le spinelle, très rare, dans les wehrlites est secondaire et il est souvent présent dans des zones de réactions (voir Pétrographie).

Les spinelles (Sp-1) des lherzolites à amphibole ont des compositions homogènes avec un Cr# moyen de 14 à 22, pour une grande gamme de variation du rapport Mg#. En effet, PM23-10 contient le spinelle le plus magnésien (Mg# : 76-78) et le plus alumineux, alors que PM23-45 avec un rapport Mg# de 65 est le plus ferreux et le plus chromifère.

Les spinelles des lherzolites à amphibole et spinelle, PM23-01 et PM23-30, ont des compositions en fer, magnésium, chrome et aluminium variables. Ceux (sp-1) inclus dans des clinopyroxènes (PM23-30) et dans les olivines (PM23-01) sont les plus alumineux avec de 47,5 à 51% d'Al₂O₃ et les plus magnésiens (Mg# : 70 à 74), respectivement (Sp-1 trait noir, Figure V-24). Les spinelles (sp-2), associés aux amas d'opx-2, sont quand à eux plus chromifères (Cr₂O₃ : 24 à 31 %), moins alumineux (Al₂O₃ : 35 à 40 %) et moins magnésiens (Mg# : 63 à 69 ; pointillé noir, Figure V-24).

Les spinelles secondaires (sp-2) de la wehrlite à amphibole (PM23-8) et de la wehrlite à phlogopite et amphibole (PM23-11) ont des compositions identiques aux spinelles (sp-1) de la lherzolite à phlogopite (PM23-22). Ils sont très chromifères (Cr# : 53 à 60) et peu

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

magnésiens ($Mg\#$: 61 à 64). Les deux autres lherzolites à phlogopites ont des spinelles de compositions identiques à ceux des lherzolites à spinelle anhydre PM23-51 et PM23-09.

Les sp-2 associés aux opx-2 des wehrlites à opx (PM23-24 et PM23-44) ont des $Mg\#$ proches de ceux des sp-2 des lherzolites PM23-01 et PM23-30. Le rapport $Cr\#$ de PM23-44 (16-20) est plus faible que celui des sp-2 des deux lherzolites et de PM23-24 (25-40). La wehrlite composite PM23-48 contient deux types de spinelles (sp-2) ayant un même rapport $Mg\#$ (67-72) mais des $Cr\#$ différents. Le premier plus chromifère ($Cr\#$: 12-13) se situe en inclusion dans un clinopyroxène (cpx-2) associé à des opx-2 alors que le second, présent dans la veine (3), a un rapport $Cr\#$ variant de 7,3 à 0,7.

Les spinelles des lherzolites à phlogopite PM23-02 et PM23-04 sont identiques mais très différents de ceux de PM23-22. Ils sont en effet plus alumineux et plus chromifères comme le sont aussi leurs cpx et leurs opx (voir ci-dessus et Figure V-24).

De manière générale, dans toutes les péridotites étudiées, les enclaves contenant des pyroxènes magnésiens, peu alumineux, peu titanifères, mais chromifères, ont des spinelles également pauvres en titane, en alumine et riches en chrome. La gamme de $Mg\#$ des spinelles des wehrlites est semblable à celle observée dans les autres péridotites.

III-1.5. Amphibole

Dans cette étude, les amphiboles ont été observées uniquement dans les enclaves mantelliques de Gobernador Gregores. Les enclaves ultramafiques de Cerro Clark en sont dépourvues.

D'après la classification de Leake *et al.* (1997), toutes les amphiboles de Gobernador Gregores sont des amphiboles calciques. Ce sont principalement des pargasites, à part celles de PM23-48, plus titanifères ($Ti > 0,5$ a.f.u.), qui sont des kaersutites.

Dans les lherzolites à amphibole et à spinelle, le rapport $Mg\#$ [$Mg / (Mg + Fe_{Tot}) \times 100$] et les teneurs en SiO_2 de l'amphibole varient respectivement de 85,4 (PM23-1) à 89,1 (PM23-47) et de 41,7 à 43,7 wt%. Les pargasites de la lherzolite à amphibole, dépourvue de spinelle (PM23-56), sont aussi magnésiennes (Mg : 89,1) que celles de PM23-47, mais elles sont légèrement plus riches en SiO_2 (44,2 wt%).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

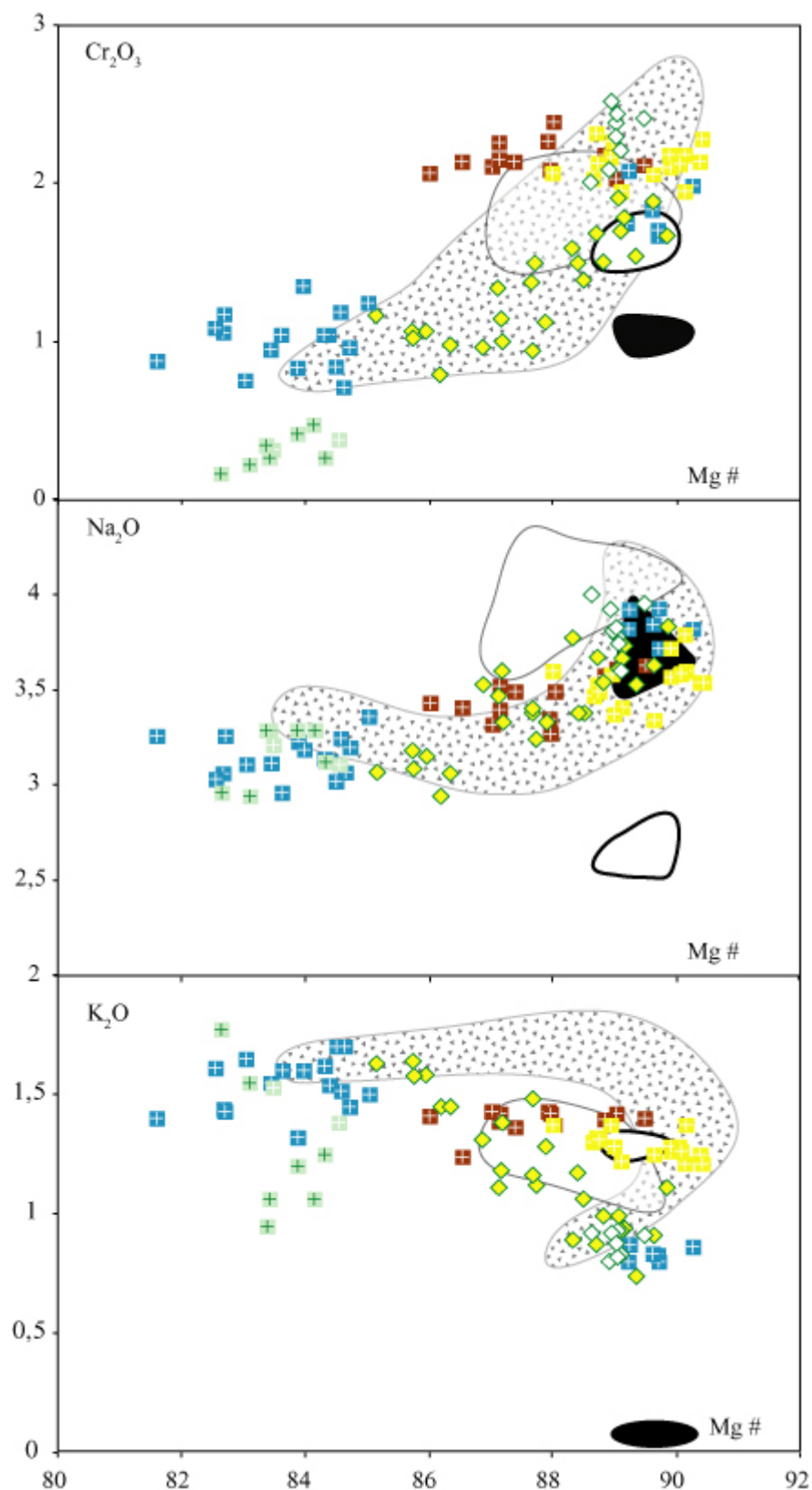
Le groupe des wehrlites peut se subdiviser en plusieurs types, en se basant notamment sur le rapport Mg# des amphiboles (Figure V-25) :

- (1) Les pargasites des wehrlites à phlogopite + amphibole (PM23-06), à amphibole (PM23-17 ; PM23-08) et à opx + amphibole (PM23-16) sont magnésiennes (Mg# : 88– 90,4) et relativement riches en silice (SiO₂ : 44-45,5 wt%).
- (2) Les pargasites de la wehrlite à phlogopite + amphibole (PM23-11) ont des Mg# intermédiaires (86-88) entre les sous-groupes (1) et (3), et sont aussi siliceuses que celles de type (1) (SiO₂ : 44,3-45,3 wt%).
- (3) Les wehrlites à opx + amphiboles (PM23-24, PM23-44) et la wehrlite composite PM23-48 contiennent des amphiboles moins magnésiennes (Mg# : 83,4-85), plus pauvres en SiO₂ (41,5-43,5 wt%) mais aussi pauvres en Cr₂O₃ (0,3-1,2 wt%) et Na₂O (3,1-3,25 wt%). Elles sont par contre plus potassiques (K₂O : 1,47-1,55 wt %) et plus titanifères (TiO₂ : 3-5 wt%) que celles des types (1) et (2) (K₂O : 0,8-1,4 wt%; TiO₂ : 0,4-2,1 wt%).

Les pargasites du type (1) représentent le pôle très magnésien des différentes corrélations observées pour les lherzolites à amphiboles dans les diagrammes de la Figure V-31. En effet, les amphiboles de ces dernières ont des concentrations en chrome et en sodium qui diminuent lorsque leurs Mg# diminuent. Une corrélation négative du K₂O avec ce rapport Mg#, ainsi que du TiO₂ avec l'Al₂O₃ s'observent également.

Les pargasites des wehrlites PM23-06, PM23-08 et PM23-17 se projettent en dehors du trend décrit ci-dessus dans le cas du potassium, avec des teneurs homogènes (plateau à 1,2-1,4 wt%). Un comportement similaire de « plateau chimique » s'observe dans le cas du chrome (1,9-2,4 wt%), pour les pargasites de PM23-11. Les amphiboles des groupes (1) et (2), à l'exception de PM23-16, sont les moins alumineuses (11,1-12,3 wt%) et les moins titanifères (1-2,3 wt%, Figure V-25). Les compositions des amphiboles de la wehrlite à amphibole + opx (PM23-16) sont semblables à celles de la lherzolite à amphibole la plus magnésienne (PM23-47).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).



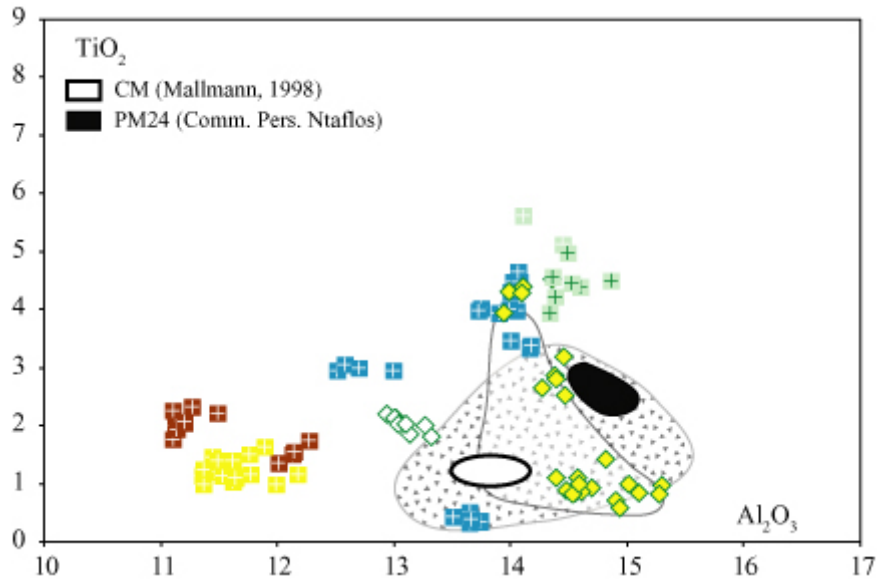


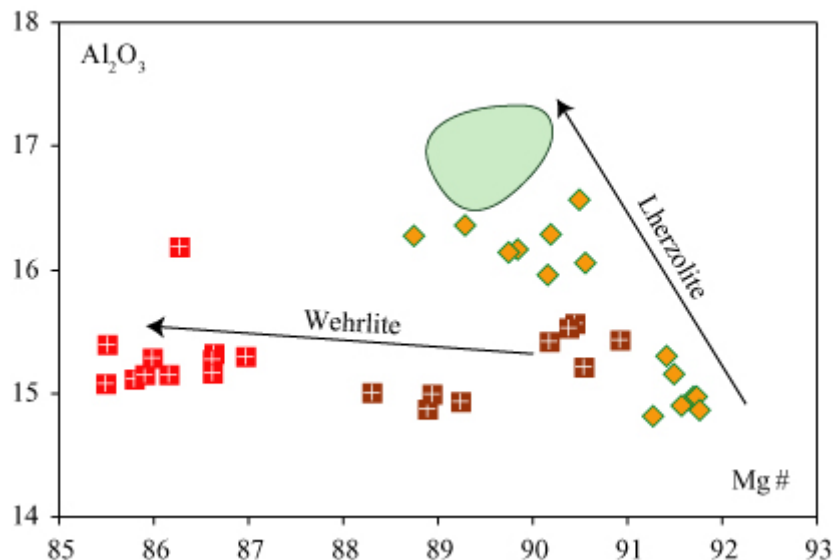
Figure V-25 : Diagrammes binaires TiO_2 vs Al_2O_3 ; et Na_2O , Cr_2O_3 , K_2O vs Mg\# [$(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{FeTot})) \times 100$] des amphiboles des péridotites de Gobernador Gregores. Les champs blancs et tachetés représentent les compositions des amphiboles des wehrlites et des péridotites de Gobernador Gregores étudiées par Laurora *et al.* (2001), Rivalenti *et al.* (2004a), Gorrington et Kay (2000) et Alliani *et al.* (2004). Le champ noir plein correspond aux amphiboles d'une lherzolite à spinelle contenant des amphiboles disséminées de Cerro Clark (PM24, Comm. Pers. Ntaflos) et le champ noir vide illustre les amphiboles d'une lherzolite à spinelle de Cerro el Mojon de la zone Nord Patagonienne (CM, PM4-C2, Mallmann, 1998).

Dans la Figure V-25, les compositions chimiques des amphiboles provenant d'enclaves de Cerro Clark (Comm. Pers. Ntaflos) et de Cerro El Mojon (Plateau de Somoncure; Mallmann, 1998) ont été reportées. Nous constatons que les amphiboles de Cerro Clark (en noir) présentent des similitudes de composition en terme de Mg\# , TiO_2 et Na_2O avec certaines des lherzolites à amphibole, cependant, elles se caractérisent par de plus faibles teneurs en K_2O ($< 0,1$ wt%) et Cr_2O_3 (0,9-1,1 wt%). Les pargasites de Cerro El Mojon (en blanc), situé dans la zone Nord Patagonienne, ont des compositions en TiO_2 , en Cr_2O_3 et Mg\# similaires aux amphiboles de certaines des lherzolites à amphibole de Gobernador Gregores. Cependant, elles sont moins alumineuses, moins sodiques et sont par contre aussi potassiques que les pargasites des wehrlites sans opx (PM23-06, PM23-08, PM23-17). Nous notons que les études antérieures des amphiboles de Gobernador Gregores n'avaient pas mises en évidence toute leur diversité de composition chimique (Figure V-25).

III-1.6. Phlogopite

Les phlogopites de la wehrlite à phlogopite seule (PM23-43) sont peu magnésiennes (Mg# : 85,5-86,9) alors que celles des wehrlites à phlogopite + amphibole ont des rapports Mg# plus élevés (PM23-06 : 88,3-89,2 et PM23-11 : 90,2-90,9). Les teneurs en Al_2O_3 sont par contre identiques et homogènes (14,8-15,6 wt%). Les phlogopites peu magnésiennes de PM23-43 sont très riches en titane (TiO_2 : 4,6-5,3 wt%) et très pauvres en chrome (Cr_2O_3 : 0,4-0,8 wt%), alors que les magnésiennes de PM23-06 et PM23-11 ont respectivement des teneurs en TiO_2 (2,2 à 2,9 wt%) plus basses et en Cr_2O_3 (1,5 et 2 wt%) plus élevées.

Les concentrations en Al_2O_3 augmentent lorsque le Mg# diminue dans les phlogopites des lherzolites à phlogopite et à spinelle (Figure V-26). Les plus magnésiennes (Mg# : 91,5) et les moins alumineuses (Al_2O_3 : 14,8-15,3 wt%) se trouvent dans PM23-22, alors que celles de PM23-04 et PM23-02 ont des Mg# compris entre 88,7 et 90,5, pour des concentrations moyenne en Al_2O_3 de 16 wt%. Les phlogopites de PM23-02 et de PM23-04 ont des teneurs en chrome identiques à celles des phlogopites des wehrlites à phlogopites + amphiboles. Cette similitude s'applique aussi au titane, dans le cas des phlogopites de PM23-02, mais celles de PM23-04 sont plus titanifères (4,4-4,6 wt%), avec des concentrations approchant celles de la wehrlite à phlogopite PM23-43.



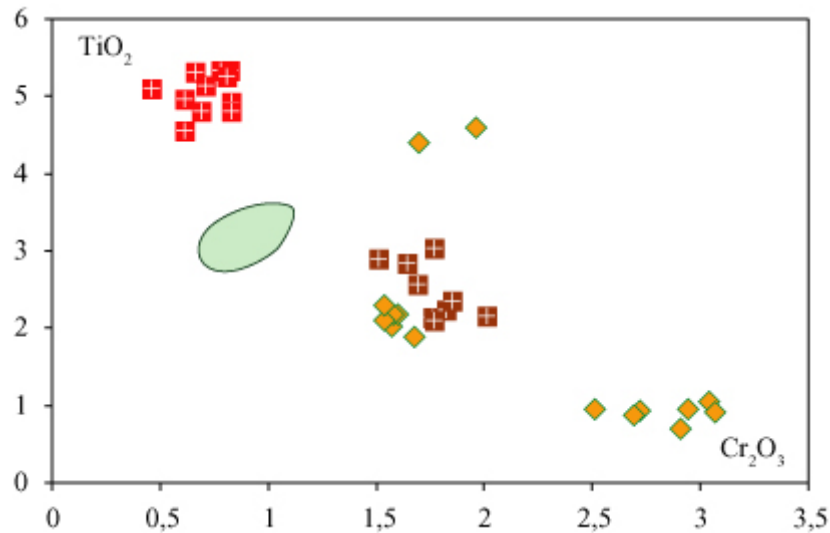


Figure V-26 : Diagrammes Al_2O_3 vs Mg\# [$(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{FeTot})) \times 100$] et TiO_2 vs Cr_2O_3 des phlogopites des péridotites de Gobernador Gregores. Le champ vert correspond aux phlogopites de péridotites de Cerro Rio Chubut (PM10, voir Chapitre IV) de la zone Nord Patagonienne.

Dans les diagrammes de la Figure V-26, le champ en vert représente les compositions des phlogopites des péridotites de Cerro Rio Chubut (PM10), situé dans la zone Nord Patagonienne. Elles ont des Mg\# identiques à ceux des lherzolites PM23-04 et PM23-02, mais elles sont légèrement plus alumineuses (16,6-17,2 wt%). En ce qui concerne les teneurs en titane et en chrome des phlogopites des enclaves de PM10, elles ne ressemblent à aucune phlogopite des enclaves mantelliques de PM23. Dans les études antérieures des enclaves mantelliques de Gobernador Gregores, trop peu d'analyses de phlogopite sont disponibles pour permettre une comparaison correcte.

III-1.7. Carbonate

Les carbonates s'observent dans des bulles isolées des autres minéraux de l'enclave par du verre. Ce sont toujours des calcites faiblement magnésiennes. Ils se composent de 2,2 à 4 wt% de MgCO_3 et de 90 à 98 wt % de CaCO_3 , quel que soit le type lithologique de l'enclave.

III-1.8. Verre

Le verre n'a pas été analysé dans tous les échantillons car, comme je l'ai expliqué dans la partie pétrographie, son étude de détail n'a pas été un des objectifs principaux de ce travail de thèse. Cependant, dans la wehrlite PM23-48, j'ai réalisé des analyses de verre car il était intéressant de voir le comportement de celui-ci en fonction de sa position par rapport aux

veines et imprégnations d'opx. Les premières analyses faites dans cette enclave composite PM23-48 montrent bien une variation de composition en fonction de la position par rapports aux veines (voir Pétrographie).

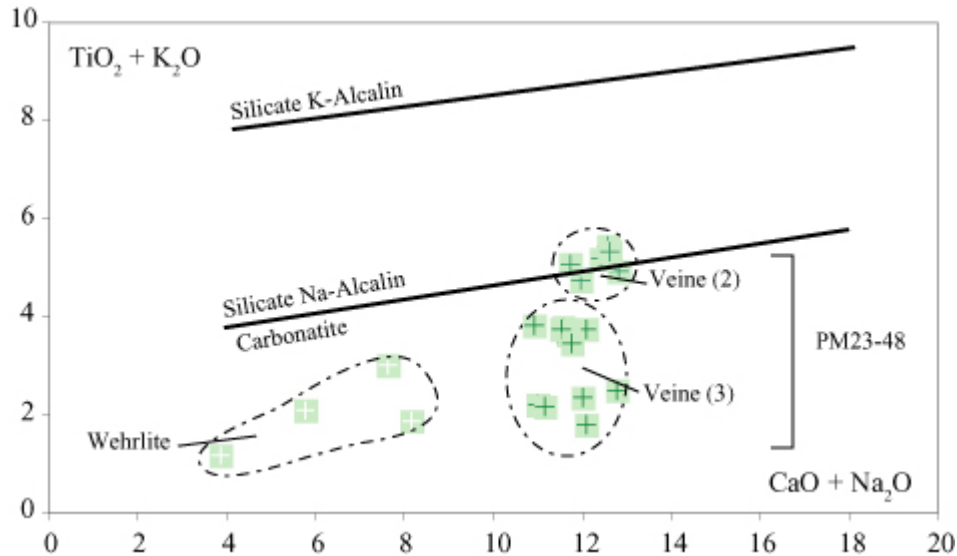


Figure V-27 : Diagramme $\text{TiO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ vs $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ des verres. Les champs des différents métasomatismes (I) carbonatitique, (II) Silicaté alcalin Na et (III) Silicaté alcalin K sont issus de l'étude de Coltorti *et al.* (2000). Pour plus d'explication voir dans le texte.

Coltorti *et al.* (2000) ont réalisés une comparaison des verres présents dans des péridotites du manteau de plusieurs sites à travers le monde, à la fois en contexte océanique et continental. Ils associèrent les différents verres, à partir de leur composition en certains éléments majeurs (notamment $\text{TiO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ vs $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$, Figure V-27), à trois types différents de métasomatisme : (I) de type carbonatitique, (II) de type silicaté alcalin riche en sodium et (III) de type silicaté alcalin riche en potassium.

Nous notons que les verres, présents dans la wehrlite loin des veines, sont pauvres en calcium, sodium, titane et potassium. D'après la classification de Coltorti *et al.*, (2000), ils correspondent à un métasomatisme de type carbonatitique. Les verres présents à proximité des imprégnations d'opx-2 (veine 2) ont des concentrations en calcium et sodium comparables aux verres de la veine (3), mais sont plus riches en titane et potassium. L'agent responsable de la formation de ces derniers serait de type silicaté alcalin sodique (Figure V-27).

L'étude préliminaire des verres peut donc nous permettre d'avoir une idée de la nature de l'agent métasomatique responsable de leur formation. Cependant, il est possible de trouver dans les roches du manteau des verres (i) produit par la circulation d'agents métasomatiques

dans le manteau, (ii) d'autres produits par la déstabilisation de phases hydroxylées et encore d'autres (iii) reliés à la lave hôte (Szabo *et al.*, 1996). Il est clair que les quelques analyses préliminaires de verre présentées dans cette étude ne permettent pas à elles seules de trancher et de déterminer la nature des agents métasomatiques ayant circulé dans le manteau (si les verres étudiés sont de type (i)).

III-2. Eléments traces dans les minéraux (LA-ICP-MS)

III-2.1. Clinopyroxène

Les spectres de terres rares (REE) et des éléments traces des clinopyroxènes des péridotites et des pyroxénites de Cerro Clark (PM24) et de Gobernador Gregores (PM23) sont présentés dans les Figure V-28 à Figure V-33.

III-2.1.1. Les péridotites de Cerro Clark

Au niveau des MREE et HREE, les spectres de terres rares (REE) des clinopyroxènes des lherzolites de PM24 sont semblables aussi bien en terme de forme que de niveaux de concentration (Figure IV-28). La plupart sont caractérisés par un appauvrissement des LREE (ou spectre plat) par rapport aux MREE et aux HREE (La_N/Yb_N : 0,33-1,1; La_N/Sm_N : 0,35-1,2 ; Sm_N/Yb_N : 0,82-1), à l'exception des cpx de PM24-23 et PM24-27 qui présentent un léger enrichissement en LREE (La_N/Yb_N : 2,6-4,2; La_N/Sm_N : 3,2-2,6; Sm_N/Yb_N : 0,8-1,6).

Les diopsides des péridotites de PM24 ont des concentrations en éléments traces à peu près égales à 10 fois celles des chondrites (CI, McDonough et Sun, 1995 ; Figure IV-34). Leurs spectres d'éléments traces montrent des anomalies négatives en Ti, Nb et Ba. Le Ta ne se comporte pas comme le Nb, comme nous l'avons déjà noté pour les cpx de PM10, et de PM12. Ces cpx présentent également un enrichissement en Th et U très variable selon les échantillons. En effet, les cpx de PM24-22 ont un enrichissement modéré (Th_N : 1,05; U_N : 1,8) alors que cet enrichissement est beaucoup plus important dans les cpx de PM24-24 (Th_N : 26,8; U_N : 52,8) et de PM24-27 (Th_N : 39; U_N : 57,9). Les cpx de toutes les lherzolites montrent une faible anomalie négative en Zr (et Hf).

Les spectres terres rares et éléments traces des cpx des lherzolites de PM24 sont semblables à ceux des lherzolites de Cerro de los Chenques (PM12 ; Figure V-28A), sauf

pour quelques cpx ayant des concentrations en terres rares lourdes (HREE) légèrement inférieures ($< 10 \times \text{CI}$).

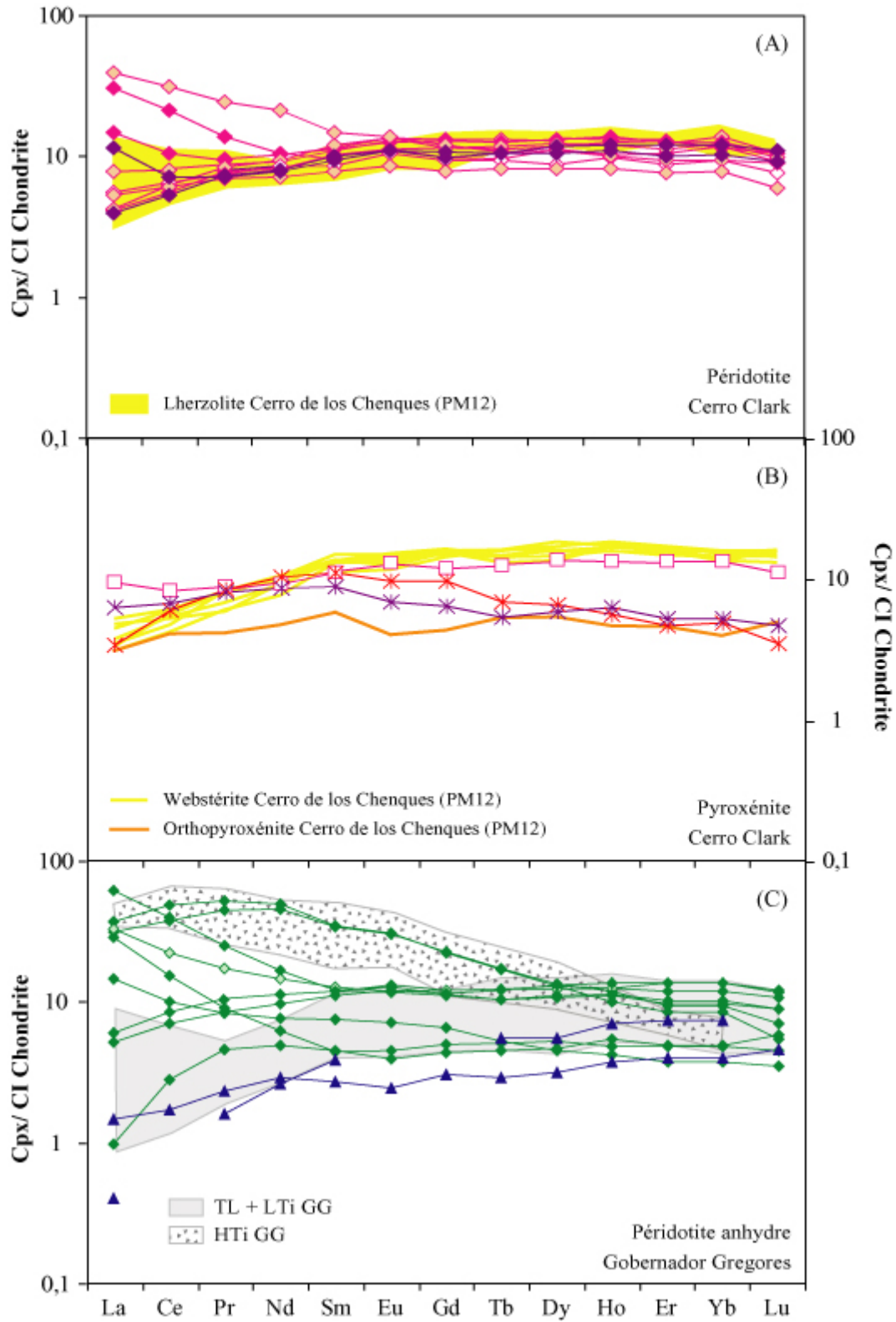


Figure V-28 : Diagrammes des terres rares (REE) des clinopyroxènes des péridotites (A), des pyroxénites (B) de Cerro Clark (PM24) et des péridotites anhydres de Gobernador Gregores (PM23). En (A), le champ jaune

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

correspond aux spectres REE des lherzolites de Cerro de Los Chenques (PM12, zone Nord Patagonienne). En (B), les spectres jaunes correspondent aux cpx des webstérites de PM12, alors que le spectre orange est celui des cpx de l'orthopyroxénite PM12-10 (Voir Chapitre IV). En (C), le champ gris représente les spectres des REE des cpx des péridotites anhydres de Tres Lagos (Ntaflos *et al.*, 2006) et des péridotites anhydres pauvres en titane de Gobernador Gregores (Rivalenti *et al.*, 2004a). Le champ tacheté correspond aux cpx des péridotites anhydres et hydratées de Gobernador Gregores, défini comme riche en titane par Rivalenti *et al.* (2004a). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995). Le complément de légende est disponible en annexe (marque-page B).

III-2.1.2. Les pyroxénites de Cerro Clark

Les cpx de la webstérite (PM24-30) sont caractérisés par un spectre de REE presque plat bien que légèrement appauvri en LREE (La_N/Yb_N : 0,7; La_N/Sm_N : 0,85). Ils ont des concentrations en HREE à MREE (Sm_N/Yb_N : 0,83) semblables à celles des cpx des webstérites de Cerro de los Chenques (Figure IV-28B). Les spectres des cpx magnésiens ($Mg\#$: 93) de la clinopyroxénite PM24-02 sont identiques en terme de forme et de niveaux de concentration aux cpx plus ferreux ($Mg\#$: 85) de la clinopyroxénite sans spinelle PM24-03. Ces spectres sont de type « convexe », car ils sont enrichis en MREE par rapport aux HREE et LREE (La_N/Sm_N : 0,31-0,71; Sm_N/Yb_N : 1,68-2,28 ; Figure V-28B). Leurs concentrations en HREE (de Tb à Lu) sont identiques à celles des cpx de l'orthopyroxénite PM12-10 (Lu : 3,4-4,6 x CI et Tb : 6,9-5,4 x CI).

Les cpx de la webstérite PM24-30 ont des concentrations en éléments traces à peu près égales à 10 fois celles des chondrites (CI, McDonough et Sun, 1995 ; Figure IV-28B), et similaires à celles des cpx des webstérites de PM12. Leurs spectres d'éléments traces montrent des anomalies négatives en Ti, Nb et Ba. Dans les clinopyroxénites, les cpx ont des teneurs en éléments traces à peu près égales à 5-6 x CI pour les HREE et à 10 x les CI pour les MREE (Figure IV-29).

L'anomalie négative en Ti est moins marquée dans les cpx de la webstérite que dans ceux des clinopyroxénites. Les cpx des pyroxénites de Cerro Clark présentent également un enrichissement en Th et U, moins important que ceux des cpx des lherzolites. L'anomalie en Zr (et Hf ?) est plus marquée dans les cpx des clinopyroxénites que dans ceux de la webstérite, des lherzolites de PM24 et de l'orthopyroxénite PM12-10 (Figure V-29B).

III-2.1.3. Les péridotites anhydres de Gobernador Gregores

Les clinopyroxènes des péridotites anhydres ont des concentrations en terres rares et en éléments traces très variables.

Les cpx des harzburgites (PM23-18, PM23-21) et ceux des lherzolites à spinelle (PM23-51, PM23-20 et PM23-37) ont des concentrations en HREE et MREE relativement faibles ($\text{Lu} \sim 4 \times \text{CI}$ et $\text{Sm} : 5,2-7 \times \text{CI}$). Les cpx des autres lherzolites à spinelle (PM23-55, PM23-57, PM23-40, PM23-31, PM23-03 et PM23-09) ont des concentrations en HREE à peu près égales à 10 fois celles des chondrites (CI, McDonough et Sun, 1995).

Dans la série *relativement faible en HREE*, les spectres des cpx sont de différentes formes (Figure V-28C):

- (i) de type MORB, c.a.d. appauvris en LREE par rapport aux MREE et aux HREE dans PM23-51, PM23-18 et PM23-21 ($\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 0,2-0,3$; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} : 0,2-0,5$; $\text{Sm}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 0,6-0,8$)
- (ii) enrichis en LREE par rapport aux MREE et HREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 4,2-6,4$; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} : 1,9-6,5$; $\text{Sm}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 2,1-0,98$) dans PM23-20 et PM23-37.

Ces clinopyroxènes de la série pauvre en HREE correspondent aux cpx les plus magnésiens ($\text{Mg}\# : 92,5-94,5$) et les moins sodiques ($\text{Na}_2\text{O} < 1,5 \text{ wt}\%$), exceptés ceux de PM23-20 dont les teneurs en sodium sont de 1,9 wt%.

Dans la série plus *riche en HREE*, les cpx ont des compositions en MREE et HREE identiques (Figure V-34C). Seules les compositions en LREE (du La à Sm) varient. En effet, les cpx de PM23-55 et de PM23-57 sont appauvris en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 0,4-0,7$; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} : 0,47-0,5$; $\text{Sm}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 0,9-1,3$) alors qu'au contraire ceux de PM23-40 et de PM23-31 sont enrichis en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 2,8-6,9$; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} : 2,6-5,1$; $\text{Sm}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 1,1-1,4$). Les cpx de PM23-03 et de PM23-09 sont quant à eux enrichis en LREE mais aussi en MREE par rapport aux HREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 4,5-6,9$; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} : 0,9-1,1$; $\text{Sm}_\text{N}/\text{Lu}_\text{N} : 4,8-6,4$). Les cpx de PM23-55 et de PM23-57 sont aussi magnésiens que ceux de la série pauvre en HREE. Par contre, les cpx de la série riche en HREE qui sont enrichis en LREE (PM23-40, PM23-31, PM23-03 et PM23-09) ont des rapports $\text{Mg}\#$ relativement faibles (86-90,7) et sont sodiques ($\text{Na}_2\text{O} > 1,5 \text{ wt}\%$). Les cpx de PM23-03 sont les plus riches en titane (0,8-1,4 wt%) alors que les cpx de PM23-09 ne contiennent que 0,5 wt% de TiO_2 .

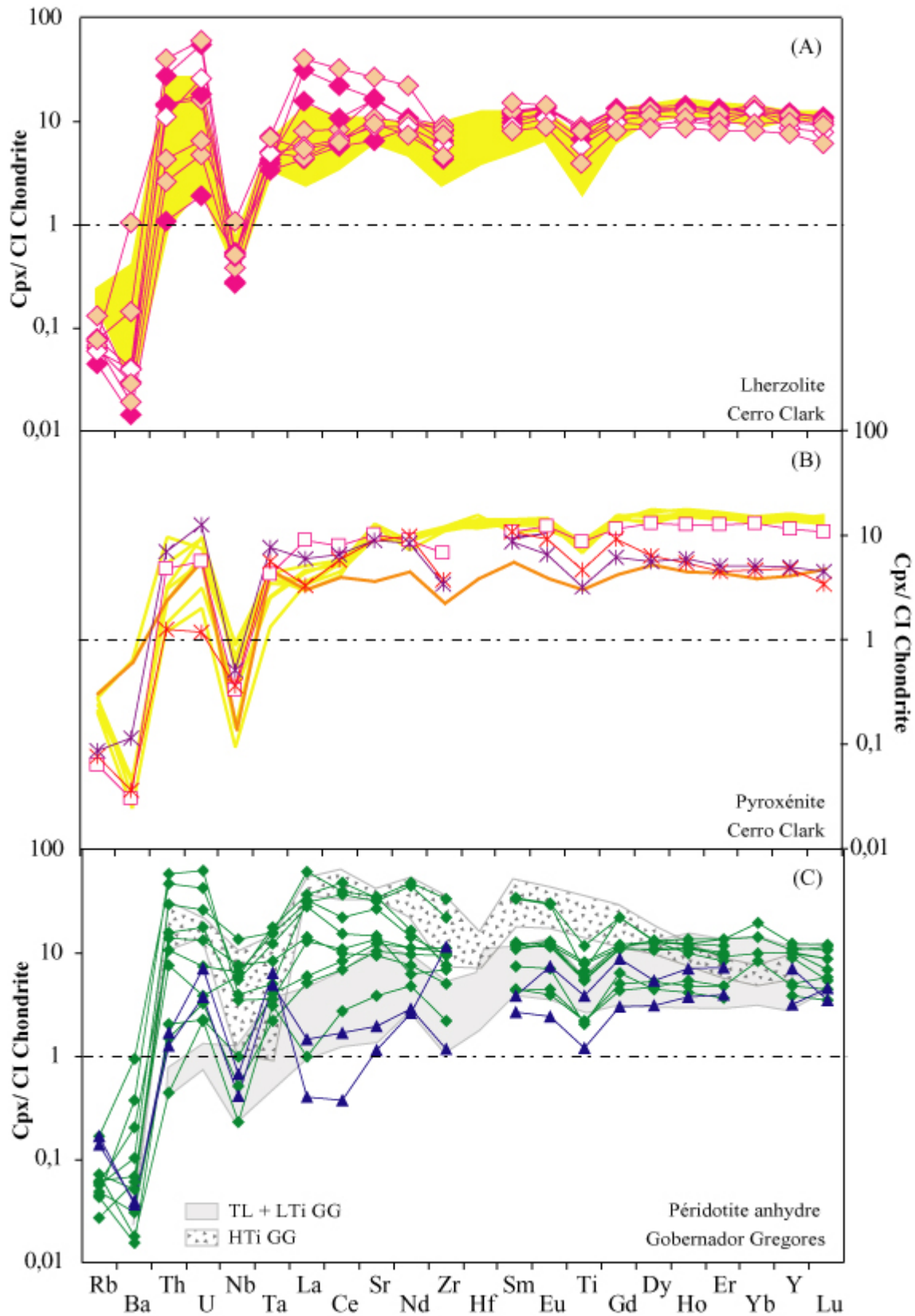


Figure V-29 : Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) dans les clinopyroxènes des péridotites (A), des pyroxénites (B) de Cerro Clark (PM24) et dans les péridotites anhydres (C) de Gobernador Gregores (PM23). L'anomalie positive en Yb est une anomalie analytique. Légende identique à la Figure V-28.

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

Les spectres d'éléments traces des séries *pauvres en HREE* et *riches en HREE* montrent de manière identique des anomalies négatives en Ti, Nb et Ba (Figure V-29C). Les cpx ayant des spectres appauvris en LREE (PM23-18, PM23-21, PM23-51, PM23-55 et PM23-57) qui sont tous très magnésiens ($Mg\# > 92$) n'ont pas d'anomalies négatives en Ta comme nous l'avons déjà noté pour les cpx de PM12, et de PM24. Au contraire, les cpx ayant des spectres enrichis en LREE présentent une anomalie négative en Ta de même profondeur que celle du Nb.

Tous les cpx des péridotites anhydres de Gobernador Gregores présentent également un enrichissement en Th et U, qui peut être très important pour ceux enrichis en LREE ($Th_N : 14-58$; $U_N : 13,4-63,6$), et plus faibles pour ceux appauvris en LREE ($Th_N : 0,4-2$; $U_N : 2,2-3,2$). Ceux de PM23-03 et de PM23-09 ont des enrichissement modérés en ces éléments ($Th_N : 7,5-10,7$; $U_N : 3,8-7,4$). Les cpx de toutes les lherzolites montrent une faible anomalie négative en Zr (et Hf ?).

Les cpx de PM23-03 et de PM23-09 ont des compositions en éléments traces et en terres rares (REE) similaires à ceux des péridotites à spinelles anhydres riches en titane de Gobernador Gregores (Figure V-28C, 29C) décrites par Rivalenti *et al.* (2004a).

III-2.1.4. Les lherzolites hydratées de Gobernador Gregores

Les spectres des cpx dans la plupart des lherzolites hydratées sont de type enrichis en LREE par rapport aux MREE et aux HREE (Figure V-30).

Parmi les lherzolites à amphibole et à spinelle, les spectres des cpx de PM23-45 et de PM23-01 sont semblables. Ils ont une forme parfois un peu convexe, avec toujours un fort enrichissement en MREE par rapport aux HREE ($Sm_N/Lu_N : 7,7-16,5$), et soit un léger appauvrissement soit un léger enrichissement en La, Ce et Pr ($La_N/Sm_N : 0,4-1,8$) par rapport aux MREE. Ces cpx sont identiques à ceux des lherzolites anhydres PM23-03 et PM23-09. Les cpx des autres lherzolites à amphibole (Cpx 1 de PM23-30, PM23-10, PM23-47) ont des spectres de REE homogènes, enrichis en LREE par rapport aux MREE ($La_N/Sm_N : 1,6-2,8$), eux-mêmes plus riches que les HREE ($Sm_N/Lu_N : 3,8-7,5$). Dans PM23-30, les cpx-2 (associés aux opx-2) ont des spectres de REE identiques pour les HREE et MREE (de Eu à Lu) à ceux des cpx-1, mais sont plus pauvres en LREE ($La_N/Sm_N : 1,06$, $Sm_N/Lu_N : 8,8$).

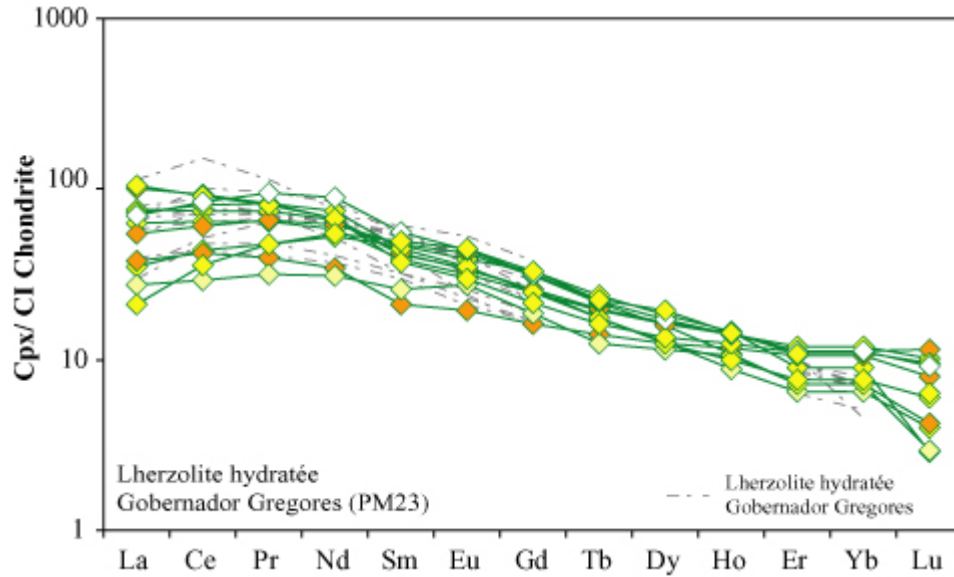


Figure V-30 : Diagrammes des terres rares (REE) dans les clinopyroxènes des péridotites hydratées de Gobernador Gregores (PM23). Les pointillés représentent les spectres des cpx des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores, définies comme riche en titane par Rivalenti *et al.* (2004a). Les losanges jaunes pâles correspondent aux cpx-2 de PM23-30. La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995). Le complément de légende est disponible en annexe (marque-page B).

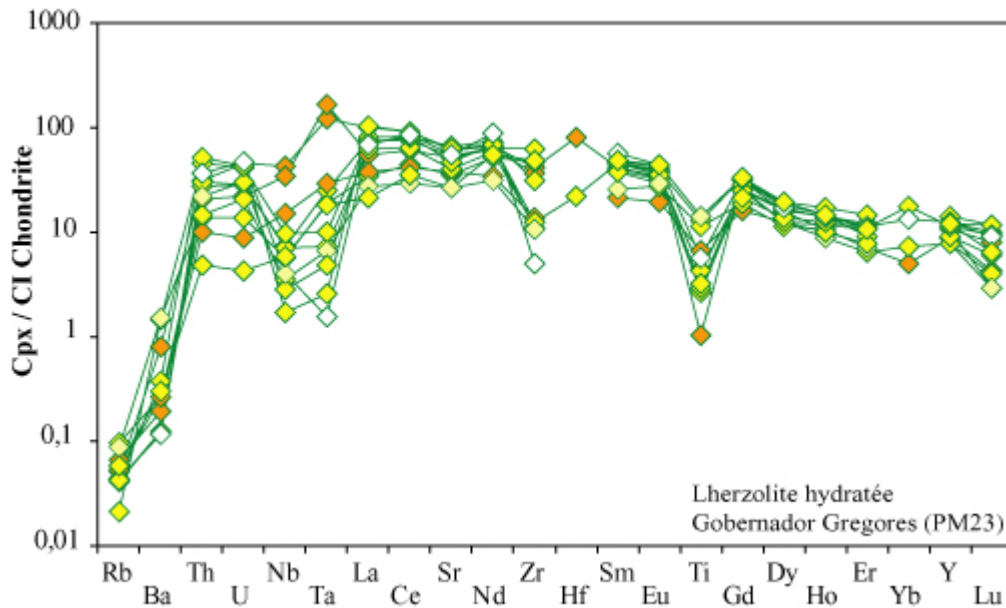


Figure V-31 : Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) des clinopyroxènes des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores (PM23). Légende identique à la Figure V-31.

Les cpx de la lherzolite à amphibole dépourvue de spinelle (PM23-56) ont une composition en terres rares légères similaire à ceux de PM23-10.

Parmi les lherzolites à phlogopite, les spectres de cpx de REE sont identiques en forme à ceux des lherzolites à amphibole. Ils présentent un enrichissement en LREE par rapport aux

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

HREE, avec un spectre plat du La au Nd (La_N/Sm_N : 1,06, Sm_N/Lu_N : 8,8). Les abondances en terres rares les plus faibles correspondent aux cpx de PM23-04 (La: 8,9 ppm; Sm: 3,1 ppm), alors que les plus élevées sont celles des cpx de PM23-02 et PM23-22 (La: 13-24 ppm; Sm: 6,2-7,1 ppm). Ces abondances sont similaires à celles des cpx des lherzolites à amphibole (Figure V-30).

Les spectres d'éléments traces des cpx des lherzolites à amphibole montrent des anomalies négatives en Ti, Nb et Ta (Figure V-31), et un enrichissement en Th et U modéré dans PM23-45 (Th_N : 4,8; U_N : 4,2) et important dans PM23-47 (Th_N : 51,6; U_N : 43,2). L'anomalie négative en Ta, de même profondeur que celle du Nb, est identique à celle observée dans les cpx enrichis en LREE des lherzolites anhydres.

Au contraire, les cpx des lherzolites à phlogopite sont dépourvus d'anomalies négatives en Nb et Ta, ainsi que des enrichissements en U et Th. L'anomalie en Ta est même positive dans les cpx de PM23-22 et PM23-02, alors qu'aucune anomalie ne s'observe dans ceux de PM23-04. Les cpx de toutes les lherzolites ont une anomalie négative en Zr (et Hf ?).

III-2.1.5. Les wehrlites de Gobernador Gregores

La gamme des spectres de terre rares des clinopyroxènes des wehrlites hydratées de Gobernador Gregores (Figure V-32) est identique à celle des spectres des clinopyroxènes des lherzolites hydratées, en formes et en abondances (Figure V-30).

Les spectres de REE des cpx montrent un fort enrichissement en LREE et MREE par rapport aux HREE. Ces cpx sont très riches en terres rares, car les concentrations en HREE avoisinent parfois 10 fois celles des chondrites (Lu : 3,5- 9,7 ; CI McDonough et Sun, 1995), et les MREE et LREE sont souvent 50 fois plus concentrées que dans les chondrites CI (La : 27 à 123 x CI ; Sm : 38 à 65 x CI).

Les cpx dans toutes les wehrlites, à l'exception de ceux de PM23-06 et de PM23-16, ont un spectre de REE montrant un très léger appauvrissement en La et Ce par rapport aux MREE (La_N/Sm_N : 0,89-1,1). Ceux de PM23-06 et de PM23-16, quand à eux, sont enrichis en La et Ce par rapport à toutes les autres terres rares (La_N/Sm_N : 1,9-1,4 ; Ce_N/Sm_N : 1,7).

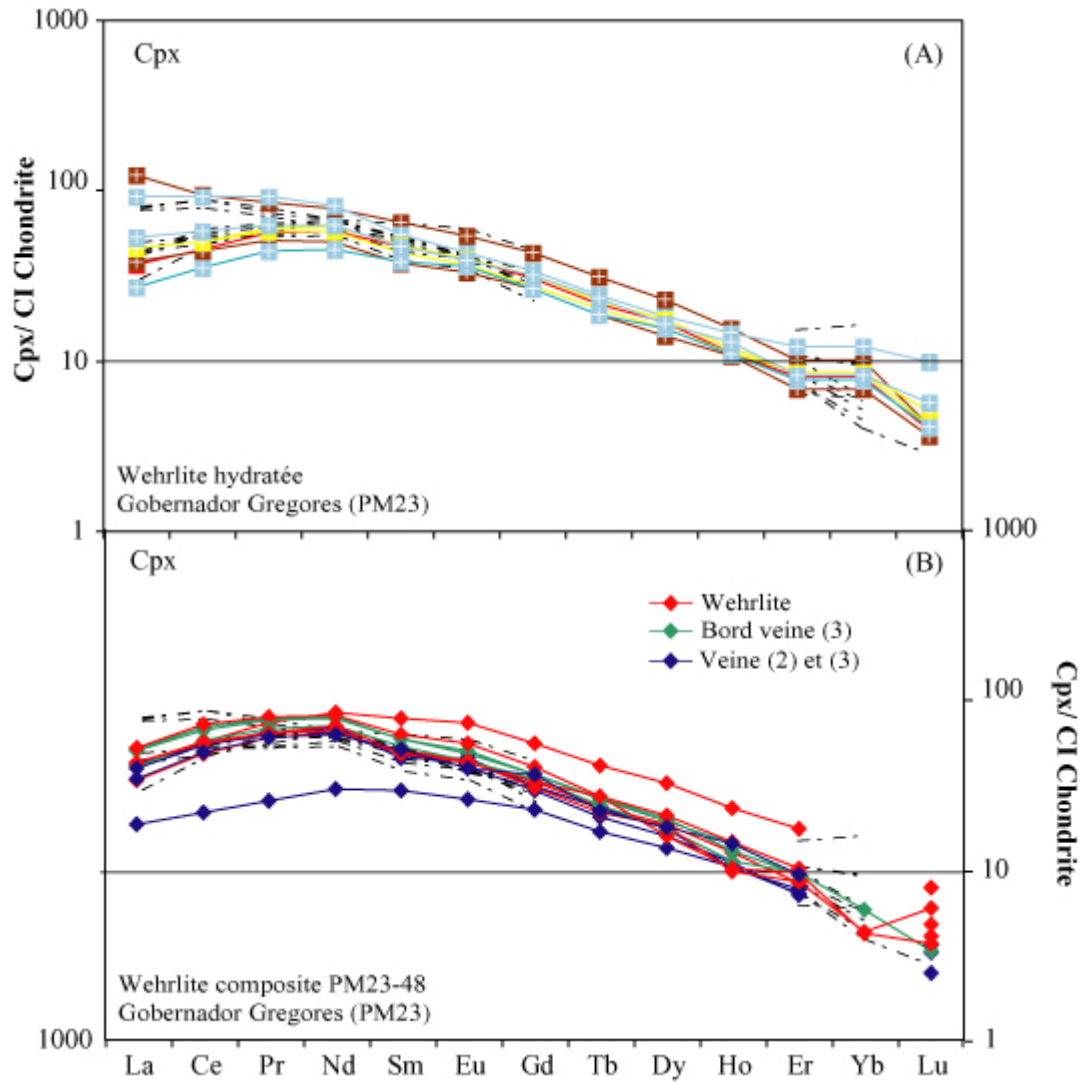


Figure V-32 : Diagrammes des terres rares (REE) des clinopyroxènes des wehrlites hydratées (A) et de la wehlrite composite PM23-48 (B) de Gobernador Gregores (PM23). Les pointillés représentent les spectres des cpx des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores, définis comme riche en titane par Rivalenti *et al.* (2004a). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995). Le complément de légende est disponible en annexe.

Dans la Figure V-32B, les spectres de terres rares des cpx de la wehlrite composite sont présentés. Nous notons que les cpx de la wehlrite et des veines (2) et (3) (voir Pétrographie), sont riches en REE et ont des spectres de REE de forme convexe, comme ceux de certaines des autres wehrlites non composites. Il n'existe pas de différences importantes d'abondance en REE entre les différents cpx (wehrlitique, veines (2) et (3)). Un des clinopyroxènes de la veine (3) est cependant moins concentré en LREE (La : 4,5 ppm) et en MREE (Sm : 4,4 ppm) que les autres cpx des veines (2), (3) et de la wehlrite (La : 8-12,3 ppm; Sm : 6,8-9,4 ppm).

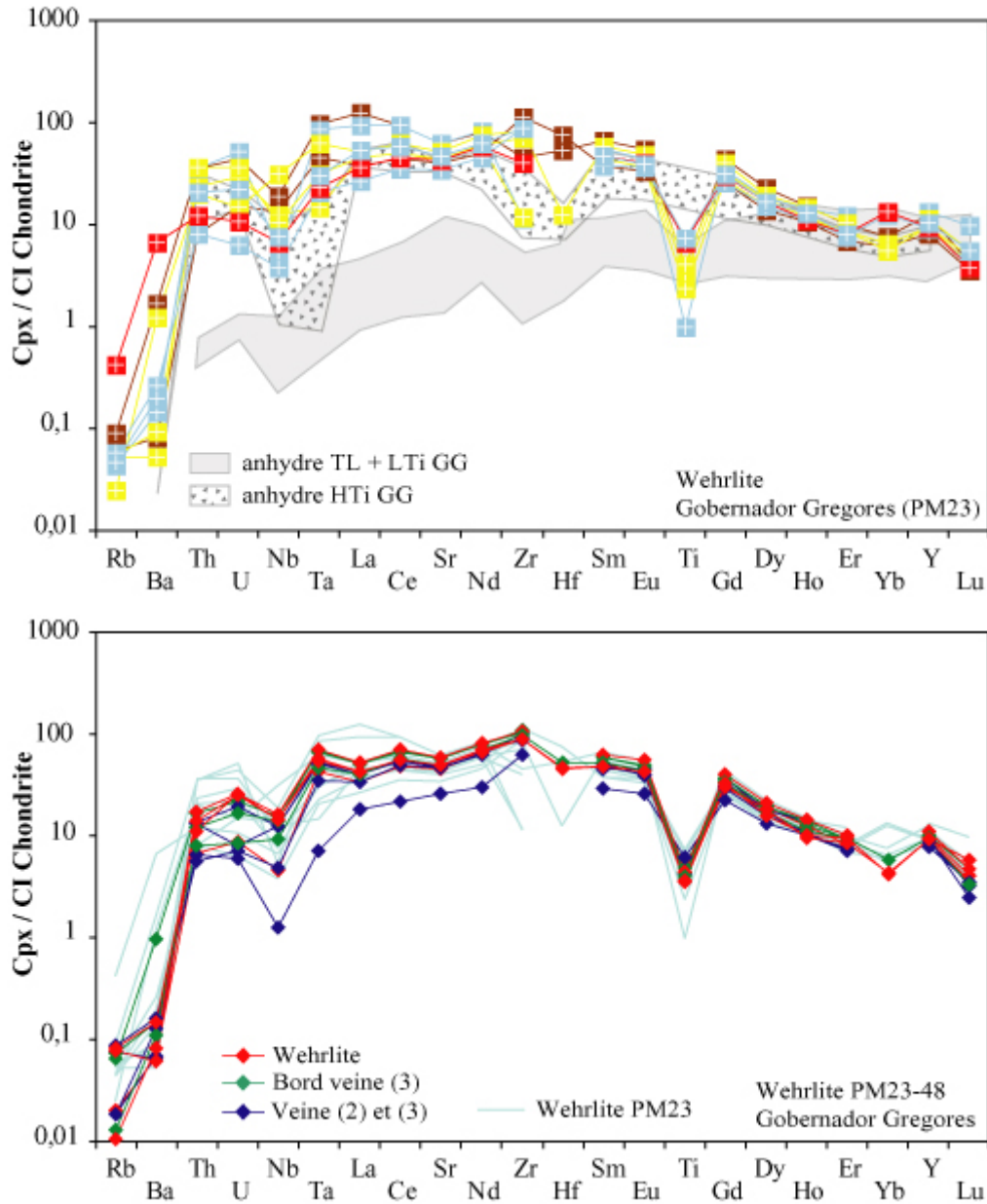


Figure V-33 : Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) dans les clinopyroxènes des wehrlites hydratées (A) et de la wehrlite composite PM23-48 (B) de Gobernador Gregores (PM23). Légende identique à celle de la Figure V-32.

Les spectres d'éléments traces des cpx des wehrlites montrent des anomalies négatives en Ti et Nb (Figure V-33A). L'anomalie en titane est profonde dans la plupart des cpx, avec la plus faible pour les cpx de PM23-24 (Eu_N/Ti_N : 5) et la plus marquée pour ceux de PM23-16 (Eu_N/Ti_N : 43,3). Les cpx présentent un enrichissement plus ou moins important en Th et U (Th_N : 8,1-36,5; U_N : 6,2-50,4), mais les concentrations en ces éléments sont toujours inférieures à 50 fois les CI. L'anomalie en Zr (et Hf?) est positive dans la quasi-totalité des cpx des wehrlites, à l'exception des wehrlites à amphibole (PM23-08 et PM23-17) et de celle

à amphibole et opx (PM23-16) dans lesquelles les cpx montrent une anomalie négative. Les cpx de la wehrlite composite ont des spectres d'éléments traces identiques en forme et en abondance et qui montrent les mêmes anomalies que ceux des autres wehrlites (Figure V-33B).

Nous notons dans la figure V-33 que les cpx de nos wehrlites ont les mêmes abondances en éléments traces que ceux des péridotites anhydres de Gobernador Gregores riches en titane (HTi) décrites par Rivalenti *et al.* (2004a). Cependant, les spectres des cpx des wehrlites ont une anomalie négative en Ti, absente dans ceux des lherzolites (HTi). De plus, l'anomalie en Zr est positive et non pas négative, excepté dans quatre wehrlites (PM23-48, PM23-11, PM23-24 et PM23-44).

III-2.2. Amphibole de Gobernador Gregores

Les spectres de terres rares (REE) et des éléments traces des amphiboles des péridotites de Gobernador Gregores (PM23) sont présentés dans les Figure V-34 et V-35.

Les spectres de terres rares des pargasites des lherzolites hydratées et des wehrlites sont similaires à ceux des clinopyroxènes présents dans ces mêmes échantillons. Ces amphiboles sont riches en terres rares, et enrichies en LREE par rapport aux MREE et HREE (La_N/Lu_N : 4,8-35; La_N/Sm_N : 0,7-3,3; Sm_N/Lu_N : 3,8-16,8). Le coefficient de partage des REE $^{amp/cpx-1}D$ varie de 0,5 à 1,6 pour La et de 0,9 à 1,3 pour Lu. En ce qui concerne les cpx-2 de PM23-30 et de PM23-01, le $^{amp/cpx-2}D$ est plus élevé (2,2 pour La, 2,6 pour Lu).

Les spectres d'éléments traces des amphiboles des péridotites (lherzolites + wehrlites) sont enrichis en éléments les plus incompatibles (Rb à La) par rapport aux éléments moins incompatibles (Gd à Lu, Figure V-34, 35). Les amphiboles sont identiques en terme d'abondance aux clinopyroxènes des mêmes péridotites, sauf pour le Rb, Ba, Nb, Ta et Ti (Figure V-34, 35).

Les spectres des amphiboles des lherzolites (Figure V-35) présentent des anomalies positives en Nb et Ta. Les anomalies en Ti sont légèrement négatives pour les amphiboles de PM23-10 et PM23-47, et légèrement positives pour celles de PM23-01 et PM23-30. Elles présentent un appauvrissement en Th et U par rapport aux éléments traces adjacents, mais ont des concentrations similaires à celles des clinopyroxènes. Les anomalies sont négatives en Th et U dans les amphiboles et positives dans les clinopyroxènes. En effet, les coefficients de partage $^{amp/cpx}D$ varient de 0,4 (PM23-01) à 1,8 (PM23-10) pour le Th et le $^{amp/cpx}D_U$ est

compris entre 0,6 (PM23-01) et 1,4 (Cpx-1 PM23-30). Le coefficient de partage pour ces éléments entre l'amphibole et le cpx-2 de PM23-30 est de 2,5 pour le Th et de 2 pour l'U, ce qui témoigne sûrement d'un déséquilibre entre le cpx-2 et la pargasite. Les spectres des amphiboles lherzolitiques montrent également des anomalies négatives nettes en Zr et Hf.

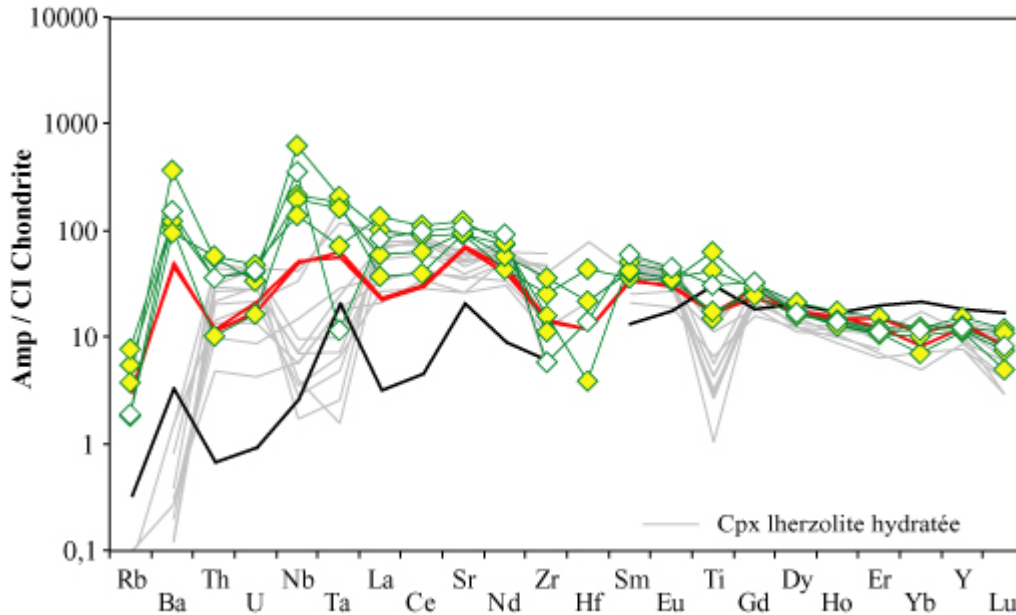


Figure V-34 : Diagrammes des terres rares (REE) et des éléments traces dans les pargasites des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores (PM23). Les spectres gris clair sont ceux des clinopyroxènes de ces mêmes échantillons (Figure V-31). Les spectres des éléments traces des amphiboles de Cerro el Mojon (CM, Mallmann, 1998) et de Cerro Clark (PM24, Comm. Pers. Ntaflos) sont représentés respectivement en rouge et en noir. Pour un complément de légende voir marque-page B (cf. annexe).

Les spectres des amphiboles des wehrlites montrent de plus fortes anomalies positives en Nb et Ta (Nb/U : 318 dans PM23-16 à 2330 dans PM23-11, Figure V-41) que ceux des amphiboles des lherzolites (Nb/U : 93 dans PM23-47 à 604 dans PM23-10, Figure V-34).

Nous notons que les amphiboles des wehrlite et des lherzolites de Gobernador Gregores ont des spectres en éléments traces similaires en forme, avec notamment les mêmes anomalies négatives et positives, que celles des lherzolites de Cerro del Mojon (trait rouge, Figure V-34, 35) situé au Nord ouest du plateau de Somoncura, dans la zone Nord Patagonienne. Les amphiboles de ces dernières sont cependant moins riches en Nb et Ta, que celles notamment des lherzolites de Gobernador Gregores. Au contraire, les amphiboles de la péridotite de Cerro Clark (comm. pers. Ntaflos), tout en présentant des anomalies similaires, sont plus appauvries en éléments incompatibles.

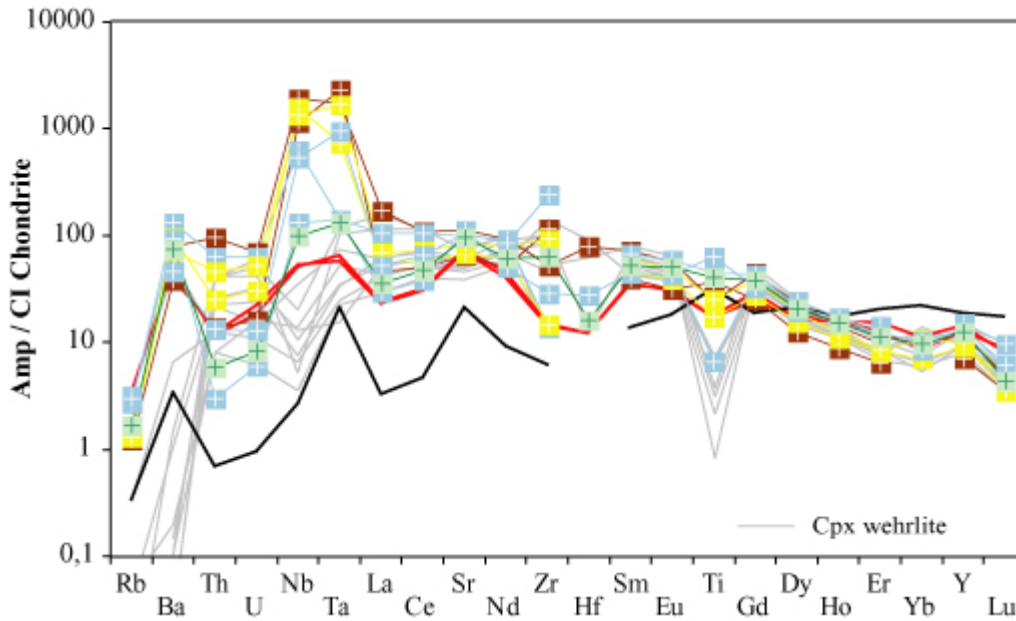


Figure V-35: Diagrammes des terres rares (REE) et des éléments traces dans les pargasites des wehrlites hydratées de Gobernador Gregores (PM23). Les spectres gris clair sont ceux des clinopyroxènes de ces mêmes échantillons (Figure V-31). Les spectres des éléments traces des amphiboles de Cerro el Mojon (CM, Mallmann, 1998) et de Cerro Clark (PM24, Comm. Pers. Ntaflos) sont représentés respectivement en rouge et en noir. Pour un complément de légende voir marque-page B (cf. annexe).

III-2.3. Phlogopite de Gobernador Gregores

Les spectres de terres rares (REE) et des éléments traces des phlogopites des péridotites de Gobernador Gregores (PM23) sont présentés dans les Figure V-36 et Figure V-37.

Les phlogopites des trois lherzolites de PM23 ont des compositions en éléments traces homogènes et similaires. Leurs spectres d'éléments traces sont caractérisés par des anomalies positives en Ba, Nb, Ta, Sr et Ti (Figure V-36). La phlogopite de PM23-22 se différencie des autres par un appauvrissement en La et Ce plus important. Les concentrations en terres rares lourdes (éléments les moins incompatibles) sont faibles puisque inférieures à celles des chondrites CI (McDonough et Sun, 1995).

Les phlogopites des wehrlites ont des teneurs en éléments traces identiques à celles des phlogopites des lherzolites. Les différences majeures sont leurs plus faibles concentrations en Nb et Ta. En effet, les phlogopites des wehrlites ont des concentrations en Nb de 186 à 1345 et en Ta de 183 à 1270 fois celles des chondrites CI, alors que les phlogopites des lherzolites, sont de 1090 à 4120 x CI pour le Nb et 770 à 9260x CI pour le Ta.

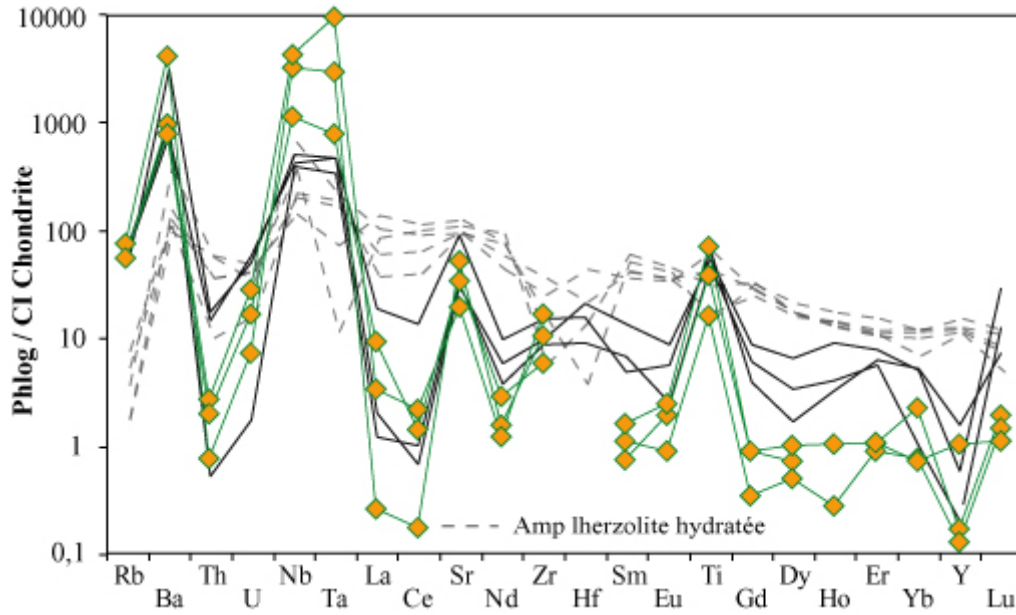


Figure V-36 : Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) dans les phlogopites des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores. En pointillés, sont représentés les spectres des pargasites de ces mêmes échantillons (Figure V-34). Les spectres noirs représentent, les spectres des phlogopites des péridotites de Cerro Rio Chubut, de la zone Nord Patagonienne (voir Chapitre IV). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995). Les fortes anomalies négatives en Y sont dues à des problèmes analytiques. Un complément de légende est donné en annexe.

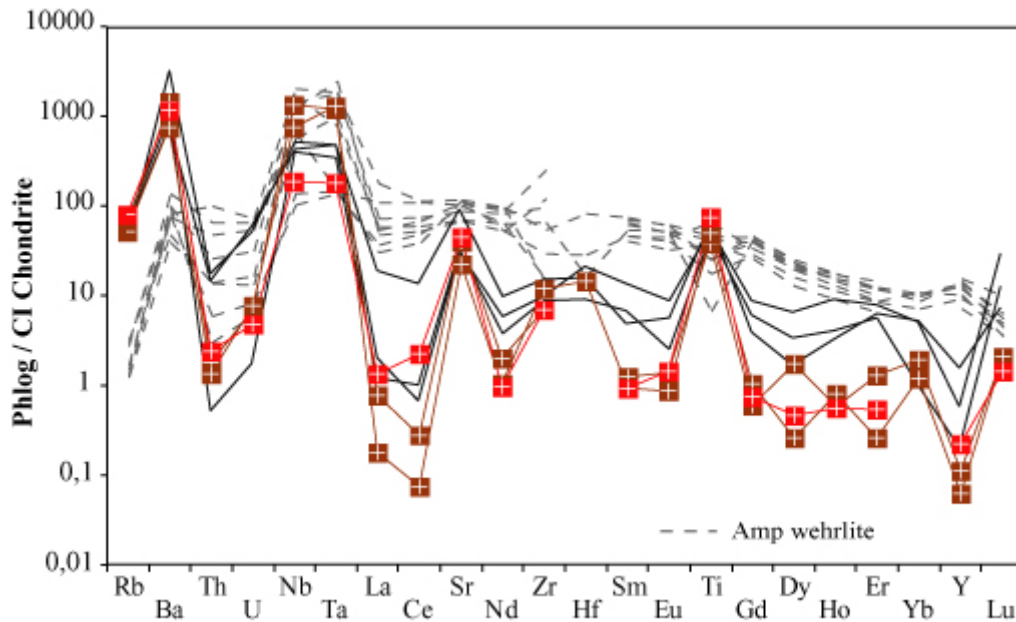


Figure V-37 : Diagramme des éléments traces et des terres rares (REE) dans les phlogopites des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores. La légende est identique à celle de la Figure V-36.

Les phlogopites des wehrlites, en se basant sur les compositions en Nb et Ta, sont plus proches de celles des lherzolites et des harzburgites de Cerro Rio Chubut que de celles de Gobernador Gregores (Figure V-36 et 37).

IV- Discussion

IV-1. Histoire du manteau supérieur

IV-1.1. Processus de fusion partielle

IV-1.1.1. Cerro Clark

Les lherzolites ont des compositions chimiques homogènes. En utilisant l'équation de Hellebrand *et al.* (2001), laquelle simule un modèle de pure fusion partielle fractionnée ($F : 10 \ln (Cr\#) + 24$; F : taux de fusion partielle et $Cr\# : Cr / (Cr + Al)$ du spinelle), la majorité des lherzolites ont des compositions chimiques en accord avec celles de résidus qui auraient subi de faibles degrés de fusion partielle (3-5,5 %), à l'exception de trois lherzolites (PM24-29, PM24-27, PM24-32) qui auraient subi de plus fort degré de fusion (6,5-8,5 %). Ces différences de taux de fusion partielle sont en accord avec les abondances en HREE qui sont légèrement plus basses dans les cpx de ces trois dernières lherzolites. Il est à noter que la lherzolite PM24-29, qui est celle qui contient le moins de pyroxènes n'est cependant pas la plus appauvrie en terres rares et en autres éléments traces incompatibles.

Il est probable que les processus de fusion partielle qui ont affecté le manteau supérieur Centrale patagonien au niveau de Cerro Clark se soient déroulés dans le faciès mantellique à spinelle. En effet, des cpx résiduels ayant subi une fusion partielle dans le champs de stabilité à grenat ont des spectres caractérisés par des fractionnements en HREE, car ces dernières sont préférentiellement incorporées dans le grenat résiduel (Johnson *et al.*, 1990). Or cette caractéristique ne s'observe dans aucun des clinopyroxènes des péridotites mantelliques de la zone Centrale Patagonienne.

Les cpx de quatre lherzolites (PM24-27, PM24-23, PM24-20 et PM24-24), ont des spectres divergents par rapport à ceux des cpx résiduels au niveau des LREE. Cette caractéristique est classiquement expliquée par des processus de métasomatisme mantellique se surimposant aux processus de fusion partielle plus précoces (e.g. Nixon, 1987 ; Grégoire *et al.*, 1997, 2000). Ces enrichissements en LREE peuvent notamment s'expliquer par un fractionnement produit lors de processus chromatographique (e.g. Ionov *et al.*, 2002). En effet, lors de la percolation d'un liquide riche en LREE, sa composition et celles des cpx dans le manteau vont être modifiées, le long de la colonne de percolation. Les cpx proches du front de percolation, initialement déprimés en LREE, vont progressivement s'en enrichir (e.g. Navon et Stolper, 1987 ; Bodinier *et al.*, 1990).

IV-1.1.2. Gobernador Gregores

Si l'on applique l'équation de Hellebrand *et al.* (2001), laquelle simule un modèle de pure fusion fractionnée et qui est basée sur le rapport Cr# des spinelles, les harzburgites à spinelle ont subi entre 11,5 et 12 % de fusion partielle.

Des taux de fusion aussi importants, compris entre 11% et 14,5 %, (Hellebrand *et al.*, 2001) sont obtenues pour trois des lherzolites anhydres à spinelle (PM23-51, PM23-20, PM23-37). Ces taux de fusion plus élevés obtenus pour ces échantillons sont en accord avec leur caractère réfractaire, mis notamment en évidence par les teneurs faibles en aluminium, en sodium et en titane, les Mg# élevés (~ 92-93) et les faibles abondances en HREE de leurs clinopyroxènes (Figure V-18, 22 et 28)..

Ces trois lherzolites ainsi que les harzburgites anhydres à spinelle montrent la même corrélation entre les éléments majeurs et le Mg# des clinopyroxènes, que celle observés pour ceux des péridotites anhydres à spinelle de Tres Lagos (Figure V-22). Les harzburgites correspondent à des résidus appauvris en éléments basaltiques (Ca, Al, Ti, Na) et en fer (Mg# élevés).

Les clinopyroxènes riches en HREE (10 x CI chondrites) des autres lherzolites à spinelle anhydres (PM23-03, PM23-09, PM23-31, PM23-37 ; PM23-55 ; PM23-40) ne sont probablement pas des résidus de fusion car leurs compositions en éléments majeurs ne suivent pas une logique de fusion partielle et de plus, ils sont souvent enrichis en LREE. Cependant, certains ont des spectres plats ou montrant des appauvrissements en LREE, comme nous l'avons aussi observé sous Cerro Rio Chubut, sous Cerro de los Chenques, dans le Nord de la Patagonie et sous Cerro Clark. Ces mêmes lherzolites anhydres à spinelle ont connu moins de 10 % de fusion partielle (5,5 à 7 %, Hellebrand *et al.*, 2001).

Les cpx des lherzolites à amphibole ou à phlogopite ne montrent aucune corrélation négative entre leur rapport Mg# et leurs teneurs en éléments majeurs (Figure V-22), et ne sont probablement pas des résidus de fusion partielle. Ces roches ont connu un ou plusieurs événements d'enrichissement reliés à des processus de réactions péridotites-liquides (fluides) qui ont entraîné la cristallisation de phases hydroxylées (phlogopite et/ou amphibole) ainsi que la modification des concentrations en certains éléments chimiques (e.g. Na₂O, REE...) de leurs clinopyroxènes. Ces processus de métasomatisme mantellique se sont certainement surimposés à des processus de fusion partielle précoces qu'ils ont totalement oblitérés.

IV-2. 1. Processus de métasomatisme et de magmatisme dans le manteau supérieur

IV-2.1.1. Résumé des principales caractéristiques et évidences de processus métasomatiques et magmatiques

IV-2.1.1.a. Les lherzolites de Cerro Clark

Les lherzolites de Cerro Clark sont constituées de clinopyroxènes dont les abondances en HREE et en MREE sont voisines de celles du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Dans la plupart des échantillons, leurs concentrations en LREE décroissent par rapport aux autres terres rares. Cependant les cpx de PM24-27, PM24-24, PM24-23 et PM24-20 présentent des enrichissement en La, Ce, Sr, Nd et de fortes concentrations en Th et U (Figure V-29), imputables à la percolation d'un agent métasomatique. Les teneurs en éléments majeurs des clinopyroxènes ne présentent pas d'enrichissement particulier contrairement à ce que nous avons pu noter pour les lherzolites à spinelle de Gobernador Gregores et du manteau harzburgitique de Praguaniyeu et de Cerro Rio Chubut, dans la Zone Nord Patagonienne. Le processus métasomatique semble n'avoir affecté que les terres rares et quelques autres éléments traces incompatibles des cpx.

IV-2.1.1.b. Les pyroxénites de Cerro Clark

La clinopyroxénite à spinelle (PM24-02) et la webstérite à olivine et spinelle (PM24-30) sont toutes deux formées par des pyroxènes magnésiens ($Mg\#_{Cpx} : 92-93$; $Mg\#_{Opx} > 90$). Au contraire, ceux de la clinopyroxénite sans spinelle (PM24-03) sont beaucoup moins magnésiens ($Mg\#_{Cpx} : 86$; $Mg\#_{Opx} : 81$). Les opx de cette dernière sont aussi relativement peu siliceux (53,5 wt%), peu chromifères (<0,2 wt%) mais tout aussi alumineux que ceux de la webstérite (Figure V-17 ; 20). PM24-02 est formée de clinopyroxènes sodiques et chromifères (1 wt%) alors que ceux de PM24-03 sont pauvres en sodium et en chrome (< 0,5 wt%). Malgré ces divergences de composition en certains éléments majeurs, les clinopyroxènes des deux clinopyroxénites ont des spectres de terres rares de forme identique, ainsi que des abondances en REE similaires. Ils ont des concentrations en HREE similaires à celles des clinopyroxènes de l'orthopyroxénite de Cerro de los Chenques (PM12, Zone Nord patagonienne). Cependant, ils présentent un enrichissement en MREE et LREE plus important (Figure V-28). La différence majeure, au niveau des traces entre les cpx de ces clinopyroxénites, est le plus faible enrichissement en Th et U dans les cpx de PM24-03, par

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

rapport à ceux de PM24-02 (Figure V-29). La webstérite PM24-30 est formée de pyroxènes de composition chimique en éléments majeurs et en éléments traces pour les clinopyroxènes identiques à ceux des webstérites de Cerro de los Chenques (PM12). Les orthopyroxènes de cette webstérite sont légèrement plus alumineux et moins siliceux que ceux des lherzolites de Cerro Clark (PM24). Cependant ces cpx ont des spectres appauvris en LREE identiques à ceux des cpx de ces lherzolites ainsi qu'à ceux des cpx lherzolitiques de Cerro de los Chenques (PM12), à l'exception de l'anomalie négative en Zr observée dans la webstérite (PM24-30). Ce type de similitude entre webstérite et lherzolite a déjà été observée dans la zone Nord Patagonienne (Chapitre IV), sous la localité de Cerro de los Chenques (PM12 ; Dantas *et al.*, en préparation).

Contrairement aux webstérites de la Zone Nord patagonienne, les textures d'équilibre des pyroxénites de la zone Centrale patagonienne, sont de type porphyroclastique, à l'exception de la clinopyroxénite PM24-03 qui a une texture transitionnelle (Figure V-4). De telles textures porphyroclastiques ne peuvent mettre totalement hors de cause l'hypothèse selon laquelle ces dernières pourraient représenter des restes d'une croûte océanique subductée, étirée et remaniée dans le manteau convectif.

Cependant, pour la webstérite de Cerro Clark (PM24), on retrouve comme c'était le cas pour Cerro de Los Chenques (PM12) des similitudes entre cette dernière et les lherzolites associées, ce qui ne favorise pas une telle hypothèse de recyclage. Il me semble donc que les pyroxénites de la province Centrale Patagonienne sont soit des produits de réaction entre un liquide/fluide et le manteau péridotitique (origine métasomatique) soit des produits de cristallisation de magmas (origine magmatique).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

IV-2.1.1.c. Les lherzolites de Gobernador Gregores, à l'exception de PM23-45

Parmi la suite d'enclaves lherzolitiques de Gobernador Gregores, la moitié des échantillons contiennent des amphiboles et/ou des phlogopites qui sont des témoins directs de processus métasomatiques. A ces évidences modales s'ajoutent des évidences chimiques avec des enrichissements en éléments majeurs (e.g. Na_2O , Al_2O_3 , etc...) ainsi qu'en éléments traces incompatibles dans les clinopyroxènes. De telles évidences chimiques s'observent dans plus de la moitié des lherzolites anhydres à spinelle. Les spectres des cpx de certaines de ces lherzolites anhydres à spinelle présentent en effet des enrichissements en LREE (de La à Nd), accompagnés ou non par des concentrations en MREE-HREE plus élevées que celles observées dans les cpx des lithologies plus réfractaires, témoins de la fusion partielle (Figure V-28). D'autres ont des cpx caractérisés par des spectres de terres rares de forme convexe (PM23-03 et PM23-09), identiques à ceux des cpx en équilibre avec les amphiboles ou phlogopites (Figure V-28, 29, 30, 31).

IV-2.1.1.d. Les wehrlites et la lherzolite PM23-45 de Gobernador Gregores

Parmi les wehrlites, j'ai distingué deux séries : les wehrlites magnésiennes ($\text{Mg\#} > 89$) et les wehrlites riches en fer ($\text{Mg\#} < 89$). Les wehrlites contiennent peu ou pas de spinelles. Lorsqu'ils sont présents, ils sont en inclusions dans les autres phases minérales, notamment dans l'olivine. Les clinopyroxènes des wehrlites sont des augites.

(1) La série « magnésienne » est constituée de la wehrlite à amphibole PM23-08 et de celle à amphibole + orthopyroxène PM23-16, toutes deux caractérisées par des modes en amphiboles et en clinopyroxènes (amp : 17 et 20 % ; cpx : 40 et 18%, respectivement) élevés, alors que ceux en olivine (<50%) sont relativement faibles. Les olivines, les pyroxènes et les amphiboles de ces deux échantillons ont tous des rapports Mg\# supérieurs à 89. La wehrlite à amp PM23-17 et celle à amp + phlog PM23-06 font également parties de cette série puisqu'elles sont caractérisées par des Mg\# élevés (> 89) pour leurs olivines et leurs clinopyroxènes (89-90). Par contre, leurs amphiboles ont des rapports Mg\# plus faibles (<89 ; Figure V-26).

(2) La série « riche en fer » se compose de la wehrlite à amp+phlog PM23-11, de celles à amp + opx PM23-24 et PM23-44, de celle à phlog PM23-43, de la wehrlite composite

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

PM23-48 et de la lherzolite PM23-45. Cette dernière montre une hétérogénéité de répartition de ces phases minéralogiques constitutantes avec une zone très riche en olivine contenant quelques clinopyroxènes (wehrlites) bordés par des niveaux plus riches en pyroxènes (Figure V-9).

Trois des wehrlites contiennent des orthopyroxènes : une de la série magnésienne (PM23-16) et deux de la séries ferreuses (PM23-24 et PM23-44). Dans ces dernières ils sont secondaires (opx-2) alors que dans PM23-16 ils sont primaires (opx-1). En effet, sur la base à la fois des observations texturales et des compositions chimiques, toutes les phases minérales silicatées de PM23-16 sont magnésiennes ($Mg\#_{Ol \text{ et Amp.}} : 89,5$; $Mg\#_{Cpx \text{ et Opx}} : 91$) et identiques à celles des péridotites anhydres à spinelle (Figure V-18). Au contraire, dans les deux wehrlites « ferreuses », comme les olivines et les cpx, les opx-2 sont caractérisés par une relative richesse en fer ($Mg\#_{Ol \text{ et Opx}} : 87-88$; $Mg\#_{Cpx} : 86-89$), identique à celles des olivines et cpx des wehrlites sans opx et de la lherzolite à amphibole PM23-45.

De telles lithologies wehrlitiques en enclaves dans des magmas basaltiques ont été décrites au niveau de la cordillère Canadienne (Peslier *et al.*, 2002), de la région de Tok (SE Sibérie, Ionov *et al.*, 2005, 2006), des îles Canaries (Wulff-Pedersen *et al.*, 1996 ; Neumann *et al.*, 2002), ou encore des petites Antilles (Parkinson *et al.*, 2003) ainsi que dans bien d'autres localités de part le monde (Nixon, 1987).

Les wehrlites ne montrent pas des textures de cumulats, et présentent des empreintes de déformation (kink-bands) dans les grands cristaux d'olivines qui les composent. L'origine cumulative semblant pouvoir être écartée, l'unique alternative plausible est que ces wehrlites représentent des produits de réaction formés au cours de la circulation d'un liquide ou d'un fluide au travers d'un manteau péridotitique plus ou moins résiduel. La réaction d'un liquide magmatique percolant avec des péridotites résiduelles encaissantes est le processus proposé pour la formation des wehrlites de Tok (SE Sibérie-Ionov *et al.*, 2005). Contrairement aux enclaves de Tok, dans lesquelles Ionov *et al.*, (2005) et (2006) observent des reliques d'opx au cœur de cpx de la série LW (Lherzolite- wehrlite), à Gobernador Gregores, aucuns xénolites mantelliques ne montrent de telles reliques. Cependant, la chimie minérale en éléments majeurs (e.g. $Mg\# : 85-90,4$; $Na_2O : 1,5-2,9 \text{ wt\%}$) et en éléments traces des clinopyroxènes des wehrlites et des lherzolites de la série LW de Tok (Ionov *et al.*, 2005, 2006) est similaire à celles wehrlites et des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores, notamment avec la même corrélation positive entre le sodium et les LREE (e.g. La, Ce).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

La nature de l'agent métasomatique et le type de processus de réaction roche-liquide à l'origine de la formation des wehrlites (et lherzolites associées) sont, quant à eux, encore largement au cœur des débats (e.g. Menzies et Hawkesworth, 1987 ; Kelemen *et al.*, 1992). Les liquides incriminés sont soit des liquides carbonatitiques (e.g. Yaxley *et al.*, 1991 ; Hauri *et al.*, 1993 ; Neumann *et al.*, 2002) soit des liquides basaltiques (e.g. Peslier *et al.*, 2002 ; Parkinson *et al.*, 2003). Ionov *et al.* (2005), par la modélisation des réactions liquides-roches montrent que de faibles rapports Mg#, associés à des modes élevés en clinopyroxènes, pourraient être produits par la percolation réactive de liquides silicatés évolués de type sous-saturés en silice et riches en fer. Une réaction avec ce type de liquides favoriserait le remplacement des orthopyroxènes et des spinelles par des clinopyroxènes.

Le caractère soit magnésien, soit ferreux des wehrlites produites pourrait s'expliquer dans un modèle de réaction liquides-roches mantelliques par des différences de volume de liquide percolant le manteau péridotitique. En effet, si un tel manteau est percolée par de grands volumes de liquide, la valeur du Mg# des phases minérales, notamment de l'amphibole, sera le reflet de l'agent métasomatisant (e.g. Xu *et al.*, 1998), et donc, le Mg# sera relativement faible. Au contraire, si la région mantellique est percolé par de faibles volumes, le Mg# des phases minérales est tamponné par celui des phases minérales du manteau péridotitique encaissant. Ce dernier cas pourrait correspondre à la partie supérieure de la colonne mantellique percolée dans les modèles de Bedini *et al.* (1997) et de Vernières *et al.* (1997). Laurora *et al.*, (2001) expliquent par ce type de modèle les wehrlites qu'ils ont étudiées à Gobernador Gregores (GG). Dans leur modèle, les wehrlites riches en fer de GG proviendraient des niveaux plus profonds et percolés par de grands volumes de fluides aqueux riche en Cl, alors que les magnésiennes caractériseraient un manteau plus superficiel de la colonne mantellique et percolé par des volumes plus faibles de fluides aqueux riches en Cl dérivés du slab subducté.

Il est clair que la caractéristique essentielle du liquide métasomatisant responsable de la formation des wehrlites est sa capacité à réagir avec les orthopyroxènes pour former des clinopyroxènes. Un tel liquide doit être sous-saturé en silice et donc en déséquilibre avec l'orthopyroxène (e.g. Wulff-Pedersen *et al.*, 1996) et riche en calcium. En effet, si le liquide était dépourvu de calcium il ne pourrait contribuer à la formation du cpx, et formeraient plutôt des harzburgites et des dunites (e.g. Kelemen *et al.*, 1992, Xu *et al.*, 2003). Les liquides potentiellement en déséquilibre avec l'opx et pouvant former des cpx ont le plus souvent été considérés comme soit de type carbonatitique, soit de type silicaté souvent alcalins et plus ou

moins riches en carbonates (e.g. Yaxley *et al.*, 1991 ; Hauri *et al.*, 1993 ; Grégoire *et al.*, 2000 ; Gorrington et Kay, 2001 ; Neumann *et al.*, 2002). Gorrington et Kay (2001), en se basant notamment sur la présence de cpx riches en sodium ayant des caractéristiques en éléments traces (La_N/Yb_N élevés, anomalies négatives en HFSE) similaires à ceux des enclaves affectées par un métasomatisme carbonatitique (e.g. Yaxley *et al.*, 1991), ont proposé une affinité carbonatitique pour le liquide à l'origine de la formation des wehrlites de Gobernador Gregores. Cette hypothèse a été réfutée, tout d'abord, par Laurora *et al.* (2001) qui ont, au contraire, proposés un fluide hydraté ou un liquide silicaté, issu probablement du slab subducté, puis par Rivalenti *et al.* (2004) qui eux proposèrent pour l'agent métasomatique un basalte hydraté initialement à néphéline-normatif évoluant vers un liquide saturé en silice. Tous ces auteurs, malgré un certain désaccord sur le nom de l'agent métasomatique, proposent un même processus de percolation réactive (« porous reactive flow »).

Ces auteurs mettent tout d'abord en avant le fait qu'en surface, aucune carbonatite n'affleure. De plus, les liquides carbonatitiques dans le manteau ont des Mg# élevés et ne peuvent donc pas produire des Mg# faibles (e.g. Dalton et Wood, 2003). Sweeney *et al.* (1995) sur la base des coefficients de partage minéraux/liquides expérimentaux démontrent que le manteau péridotitique affecté par un agent métasomatique carbonatitique ou par un de type silicaté, présenteront qualitativement dans les deux cas des spectres de REE similaires dans les clinopyroxènes, mais avec des concentrations plus élevées en Nb, Ta, Na, Sr et Zr dans le cas d'un métasomatisme carbonatitique, tandis que le Ti et les HREE seront similaires dans les deux cas. Enfin l'interaction encaissant péridotitique/agent métasomatique silicaté peut produire un enrichissement en fer en plus de la substitution de l'opx par du cpx (e.g. Rivalenti *et al.*, 2004, Ionov *et al.*, 2005)

IV-2.1.2. Type de métasomatisme

Le métasomatisme dans les péridotites de la Zone Centrale patagonienne est de type cryptique (Dawson, 1984) puisque limiter à des modifications chimiques (enrichissements en LREE par exemple) pour quelques lherzolites de Cerro Clark et de Gobernador Gregores. Mais dans de nombreuses lherzolites et wehrlites de Gobernador Gregores le métasomatisme est principalement de type modal (Harte, 1983), puisque les modifications chimiques s'accompagnent de l'apparition de nouvelles phases minérales telles que la phlogopite (e.g. Neumann, 1991 ; Grégoire *et al.*, 2000), la pargasite et l'orthopyroxène (e.g. Arai *et al.*, 2006).

IV-2.1.2.a. Métasomatisme cryptique et métasomatisme modal à amphibole et phlogopite

Plusieurs lherzolites anhydres à spinelle de Gobernador Gregores présentent des clinopyroxènes relativement riches en sodium (1,5-2 wt%), en aluminium (5-7,8 wt%), et parfois en fer (Mg# : 86-92,7) et en titane (0,3-1,3 wt%; Figure V-28). De la même manière, les opx de ces lherzolites anhydres sont relativement riches en Al_2O_3 (3-5 wt%), CaO (> 0,6 wt%) et parfois en fer (Mg# : 89-92) (Figure V-18). Leurs clinopyroxènes ont en outre des spectres de REE caractérisés par des abondances en HREE plus élevées que celles des lherzolites et harzburgites, dont les teneurs en HREE sont en accord avec celles de cpx de résidus de fusion (cf paragraphe fusion partielle de cette discussion). Leurs spectres complets de REE évoluent de légèrement appauvris en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$: 0,5 ; Mg# : 92,7) à franchement enrichis en LREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$: 2,7-5,1 ; Mg# <90). Deux de ces lherzolites (PM23-03 et PM23-09) contiennent même des cpx caractérisés par des rapports Mg# faibles (86-89) et des spectres de REE (de type convexe ; Figure V-28,) et en éléments traces (anomalies négatives en Ti marquées) identiques à ceux des cpx des lherzolites à phlogopites et/ou à amphiboles (Figure V-28, 30). La différence principale réside dans l'appauvrissement en Nb et Ta, par rapport au Th et U, qui est moins marqué dans les cpx des lherzolites anhydres que dans ceux des lherzolites à amphibole. Cette différence peut s'expliquer par le fait que l'amphibole, lorsqu'elle est présente, incorpore plus de Nb et Ta que le cpx (Ionov et Hofmann, 1995 ; Grégoire *et al.*, 2001 ; Rivalenti *et al.*, 2004).

Dans cette étude, le métasomatisme dans les péridotites de Gobernador Gregores est souvent modal avec la présence d'amphibole et de phlogopite qui peuvent coexister mais aussi d'orthopyroxène secondaire (voir paragraphe suivant pour ce dernier).

La présence de phlogopite dans les péridotites suggère que le liquide métasomatisant était, au moins localement, riche en K. Les phlogopites de PM 23 montrent des anomalies positives en Ba, Nb, Ta, Sr et Ti similaires à celles observées dans les phlogopites des enclaves de péridotites des Iles Kerguelen dont la cristallisation a été reliée à la circulation de magmas mafiques silicatés alcalins plus ou moins riches en CO_2 dans le manteau supérieur à spinelle des Iles Kerguelen (Grégoire *et al.*, 2001).

Les amphiboles présentes dans les lherzolites et les wehrlites sont principalement des pargasites, à l'exception de la wehrlite composite qui contient des amphiboles plus titanifères (kaersutites). Toutes ces amphiboles ont des spectres de terres rares identiques à ceux des

clinopyroxènes à l'équilibre textural avec elles, mais aussi à ceux des cpx de certaines lherzolites anhydres (PM23-03 et PM23-09 ; Figure V-28, 30). Les amphiboles des lherzolites à amphibole ont des anomalies négatives en Zr, Hf, Th et U, ainsi qu'une légère anomalie positives en Sr. L'anomalie en titane est positive pour les amphiboles lherzolitiques à Mg# faibles (86-88), inexistante pour celles de la lherzolite à amphibole et sans spinelle (PM23-56), et négatives pour les amphiboles lherzolitiques ayant des Mg# élevés (>88). Dans les wehrlites, parmi les amphiboles riches en fer, certaines présentent de forts enrichissements en Nb et Ta qui vont de pair avec des anomalies positives en Zr et Hf alors que les autres amphiboles riches en fer montrent des enrichissements en Nb et Ta plus modérés, associés à des anomalies négatives en Zr et Hf. De plus, l'appauvrissement en Th et U est fortement marqué. Ces amphiboles ne présentent cependant pas d'anomalie en titane (ou très légèrement positive). Parmi les amphiboles wehrlitiques, dites magnésiennes (Mg# > 89), les anomalies positives en Nb et Ta sont bien marquées, alors que les anomalies négatives en Th et U par rapport au Ba sont peu profondes. Ces amphiboles « magnésiennes » contrairement aux amphiboles wehrlitiques riches en fer, montrent des anomalies négatives en Ti. Les différences entre les amphiboles magnésiennes et celles riches en fer dans les péridotites de Gobernador Gregores ont été attribuées par Laurora *et al.* (2001) à des différences de volume des liquides percolant et à la profondeur d'origine des péridotites dans la colonne mantellique du mantle wedge. Les plus magnésiennes se formeraient au cours de la circulation de faibles volumes de liquides métagénésant dans la partie superficielle de la colonne mantellique, alors que les amphiboles riches en fer auraient une origine plus profonde et seraient reliées à la circulation de grands volumes de liquides métagénésant. Les amphiboles riches en fer auraient en fait la signature du liquide percolant alors que les magnésiennes auraient une composition chimique tamponnée par celle de la péridotite mantellique encaissante (Laurora *et al.*, 2001).

Les amphiboles dans les péridotites mantelliques peuvent se former soit en contexte intraplaque soit en contexte de subduction (mantle wedge, eg Ionov et Hofmann, 1995 ; McInnes *et al.*, 2001 ; Moine *et al.*, 2001 ; Coltorti *et al.*, 2007). En Patagonie, les amphiboles trouvées dans les enclaves mantelliques que j'ai étudiées, et qui ont été remontées par des laves en contexte d'arrière-arc, pourraient, si on se réfère aux travaux de Coltorti *et al.* (2007), à partir de leurs teneurs en éléments traces de type HFSE, être utilisées comme discriminant entre un métagénésantisme associé à des processus de remontées asthénosphériques (exemple :

point chaud) et un métasomatisme associé à la déshydratation ou la fusion partielle d'un slab subductant.

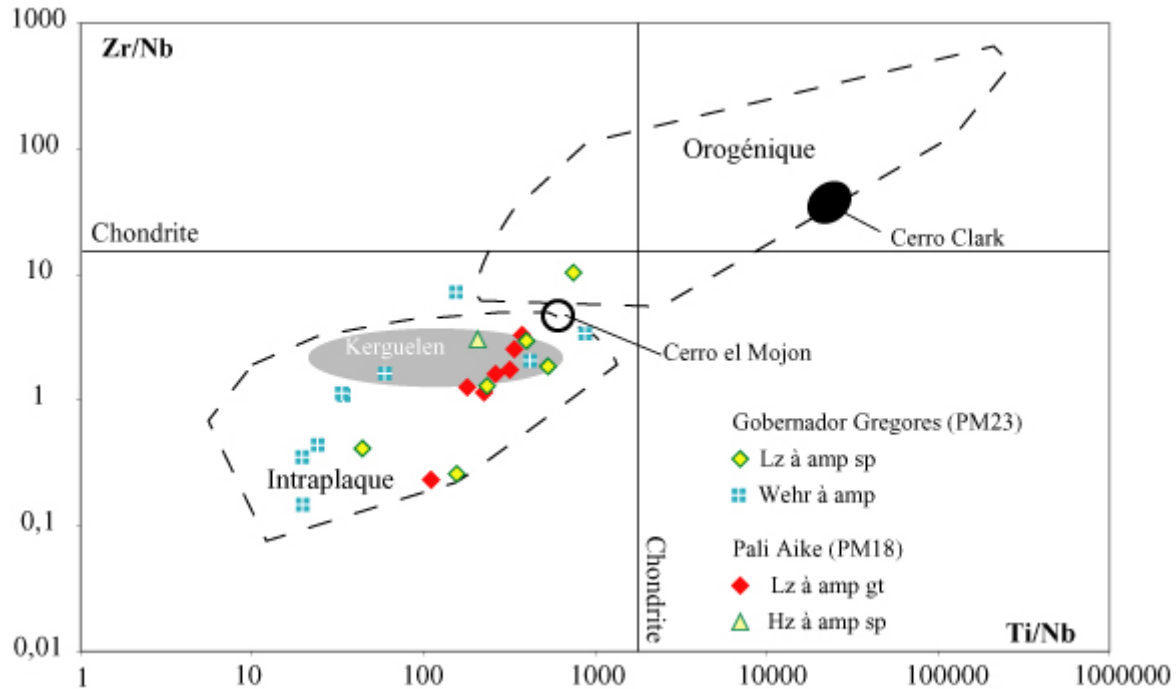


Figure V-38 : Diagramme Zr/Nb vs Ti/Nb des amphiboles de la zone centrale patagonienne. Les amphiboles des xénolites mantelliques de Pali Aike (PM18), de Cerro Clark (Comm. Pers. Ntaflos), de Cerro el Mojon (Mallmann, 1998), de Kerguelen et de Kapfenstein (Coltorti *et al.*, 2007) sont reportées pour comparaison. Les zones pour les amphiboles orogéniques et intraplaques sont issues de Coltorti *et al.* (2007).

En effet Coltorti *et al.* (2007) montrent que malgré tous les processus impliqués dans un évènement métasomatique (effet chromatographique, fractionnements entre phases minérales, cristallisation fractionnée, mélange de liquides métasomatisant) l'amphibole mantellique d'origine métasomatique reste un marqueur du contexte géodynamique (remontée asthénosphérique versus déshydratation/fusion d'un slab) dans lequel l'évènement métasomatique intervient. Ils proposent un diagramme discriminant (Zr/Nb vs Ti/Nb) qui discriminent les amphiboles liées aux liquides orogéniques (métasomatisme « de slab »-Zr/Nb et Ti/Nb élevés) de celles formées par des liquides percolants intraplaques (métasomatisme « de remontée asthénosphérique »-Zr/Nb et Ti/Nb faibles ; Figure V-38). Ils proposent que les amphiboles pauvres en Nb et riches en Nb définissent, respectivement, la transition entre un métasomatisme relié à des liquides issus d'un slab et un métasomatisme de type intraplaque alcalin (Coltorti *et al.*, 2004).

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

Dans un tel modèle, nous notons dans la Figure V-38 que les amphiboles des wehrlites et des lherzolites de Gobernador Gregores sont de type intraplaque et ont des compositions similaires à celles des péridotites mantelliques de Kapfeinstein (Coltorti *et al.*, 2007) et de Kerguelen (Grégoire *et al.*, 2000). Nous pouvons noter par contre que les amphiboles signalées dans le manteau de Cerro Clark (Com. Pers. de Ntaflos) sont de type orogénique et donc, différentes de toutes les amphiboles mantelliques étudiées jusqu'à ce jour en Patagonie (ce travail, Gorrington et Kay, 2001 ; Laurora *et al.*, 2001 ; Rivalenti *et al.*, 2004). Enfin les amphiboles de Cerro El Mojon (localité située à l'Ouest de la Meseta de Somoncura, proche de l'arc) décrites par Mallman (1998) ont des compositions intermédiaires entre les amphiboles intraplaques et les amphiboles de subduction de Coltorti *et al.* (2007).

La présence d'amphibole et de phlogopite à Gobernador Gregores a été attribuée à la percolation de liquides carbonatitiques (Gorrington et Kay, 2001), puis à la percolation de fluides aqueux riche en Cl dérivant probablement de la déshydratation du slab (Laurora *et al.*, 2001). Contrairement à ceci, il apparaît, selon Ionov *et al.* (2005 et 2006), que les clinopyroxènes wehrlitiques de Tok (SE sibérien) ayant des spectres de REE de type convexe, c'est-à-dire avec des enrichissements en MREE par rapport aux LREE et aux HREE, peuvent être considérés comme des évidences d'équilibre avec des liquides silicatés évolués.

Pour tenter d'appréhender la nature et la composition de l'agent métasomatisant responsable du métasomatisme cryptique et du métasomatisme modal à amphibole et/ou phlogopite dans les péridotites de la Zone Centrale patagonienne et pour tester si cet agent métasomatisant possède des caractéristiques voisines de celles des laves de Patagonie et notamment de celles de la Zone Centrale patagonienne, j'ai calculé les teneurs en terres rares et autres éléments traces incompatibles des liquides théoriques en équilibre avec les clinopyroxènes de ces péridotites. Pour cela, j'ai utilisé les coefficients de partage cpx/liquides silicatés mafiques de la littérature, et plus précisément ceux de Ionov *et al.* (2002).

Les résultats des calculs (Figures V-39 et V-40) indiquent clairement des similarités entre les teneurs en terres rares et autres éléments traces incompatibles de la majorité des liquides théoriques en équilibre avec les cpx des péridotites de PM24 et celles des basaltes post-plateau et plateau de la Région Nord Est, qui sont d'affinités alcalines, ainsi qu'avec les basaltes d'Aysen au Chili (Gorrington *et al.*, 1997 ; Stern *et al.*, 1990 ; Hervé *et al.*, 1995 ; Parada *et al.*, 2001). Il existe de même des similitudes entre les liquides théoriques en équilibre avec les cpx des péridotites anhydres de PM23 et ces basaltes du NE et du Chili,

mais aussi avec les basaltes des plateaux d'affinité alcaline de la Meseta Centrale et de la Meseta de la Muerte située au centre de la Patagonie (Gorring *et al.*, 1997 ; Stern *et al.*, 1990). Les quelques anomalies, notamment en titane, observées pour les liquides en équilibre par rapport aux spectres des basaltes se retrouvent dans les basaltes étudiés dans cette étude (cf. Figure III-4). L'absence de ces anomalies (ex : Ti, anomalies négatives en Zr) sont dues à l'absence de valeurs pour les basaltes dans la littérature (e.g. Gorring et Kay, 2001 ; Stern *et al.*, 1990). Certaines des anomalies observées pour les liquides en équilibre par rapport aux spectres des basaltes pourraient être reliées soit à des phénomènes de fractionnement par d'autres phases minérales que le cpx, soit à des problèmes au cours de l'analyse des cpx (la très forte teneur en Ba de la figure V-39), soit à des problèmes de coefficients de partage $C_{\text{cpx/liquide}}^{\text{cpx/liqD}}$ inadéquats.

Cependant, il apparaît que les liquides à l'équilibre avec les cpx de certaines des péridotites de Gobernador Gregores présentent systématiquement des abondances en éléments traces les plus incompatibles (LREE, Th, Ba) plusieurs fois supérieures à celles de tous les basaltes de Patagonie utilisés pour la comparaison lorsque j'utilise les coefficients de Hart et Dunn (1993) et de McKenzie et O'Nions (1991). Lorsque j'ai utilisé les coefficients de partage de Ionov *et al.* (2002), leurs abondances ont diminués, et s'en rapprochent tout en restant supérieures aux concentrations dans les basaltes (Figure V-38, 39 et 40). D'après McDade *et al.* (2003) ; Blundy *et al.* (1998), Ionov *et al.* (2006) et bien d'autres, le choix du coefficient de partage entre minéral et liquide est primordiale. En effet, celui ci varie avec la température, la pression et la composition chimique des phases (e.g. McDade *et al.*, 2003). En particulier, Ionov *et al.* (1994) montrent que les coefficients de partage $C_{\text{cpx/liquide}}^{\text{cpx/liqD}}$ augmentent de 0,3 à 0,4 (part rapport à ceux de Hart et Dunn, 1993) à 1,6 pour des liquides alcalins alumineux et siliceux et pour des liquides ayant des teneurs en MgO et CaO plus faible. La suite de coefficients de partage de McDade *et al.* (2003) est peut être la meilleure pour des péridotites réfractaires de hautes températures et de hautes pressions, alors que celle de Blundy *et al.* (1998) est plus appropriée pour des liquides sodiques de basses températures. La suite de coefficient de partage de Ionov *et al.* (2002) semble la plus adéquate pour les enclaves de Gobernador Gregores. Cependant, malgré la modification du coefficient de partage entre le cpx et le liquide pour le Ti, l'anomalie persiste, comme le note Ionov *et al.* (2006).

En fait, en élargissant la comparaison, il est possible de s'apercevoir que les liquides en équilibre avec les cpx de toutes les roches mantelliques de Cerro Clark et de Gobernador Gregores se projettent (Figure V-39 et V-40) dans le champ des spectres des liquides en équilibre avec les cpx des enclaves mantelliques et avec les mégacristaux des laves les plus alcalines (basanites, néphélinites, lamprophyres...) des Iles Kerguelen (e.g. Grégoire *et al.*, 2000 et 2001 ; Moine *et al.*, 2001 ; Delpech, 2004 ; Delpech *et al.*, 2004 ; Grégoire *et al.*, en préparation). Les enclaves mantelliques de Kerguelen, dont il est question, sont soit des cumulats de magmas alcalins mise en place dans le manteau supérieur (pyroxénites et métagabbros), soit des péridotites (harzburgites et dunites) anhydres ou à phlogopite et/ou amphibole, métasomatisées par des liquides mafiques silicatés alcalins plus ou moins riches en CO₂. Dans les deux cas (pyroxénites et péridotites), les liquides alcalins circulant dans le manteau supérieur sont reliés au magmatisme alcalin de type OIB observé en surface de l'archipel (les laves très alcalines à mégacristaux de cpx et les plutons).

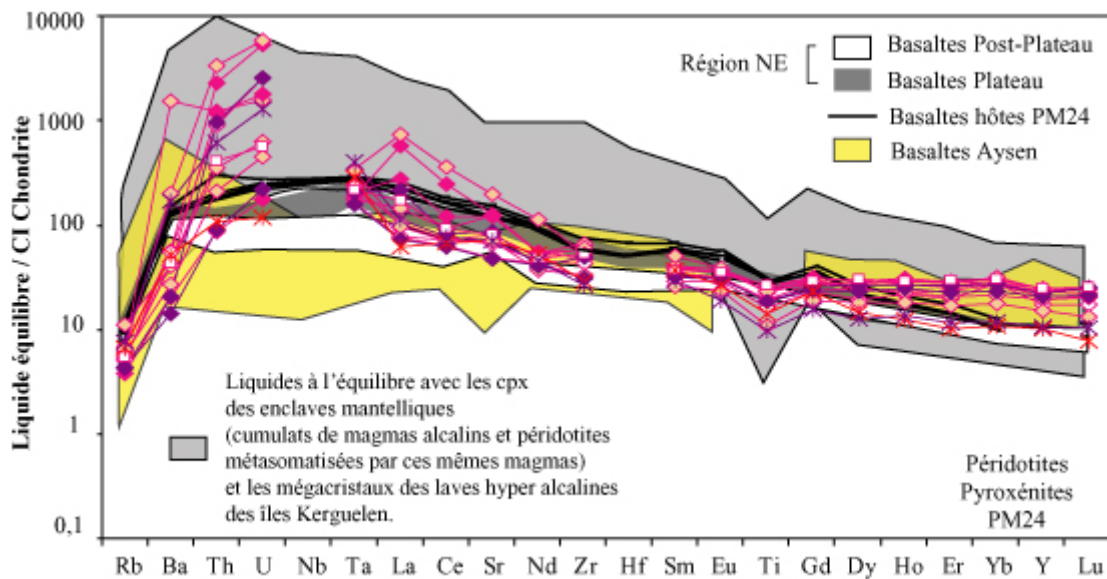


Figure V-39: Spectres étendus des liquides théoriques en équilibre avec les clinopyroxènes des péridotites (losange) et des pyroxénites de Cerro Clark (webstérite : carré ; clinopyroxénites : croix). Les coefficients de partage utilisés sont ceux de Ionov *et al.*, (2002). Les basaltes des provinces de plateau et de post-plateau de la région Nord-Est de Stern *et al.* (1990) et Gorrington et Kay (2001), ainsi que les basaltes de Aysen (Hervé *et al.*, 1995 ; Parada *et al.*, 2001) sont aussi représentés en fond. Les spectres en noir correspondent aux basaltes hôtes de ces échantillons (Chapitre III). Le champs gris représente les liquides alcalins reliés au magmatisme alcalin de type OIB de l'archipel des îles Kerguelen (Grégoire *et al.*, 2000, et en préparation).

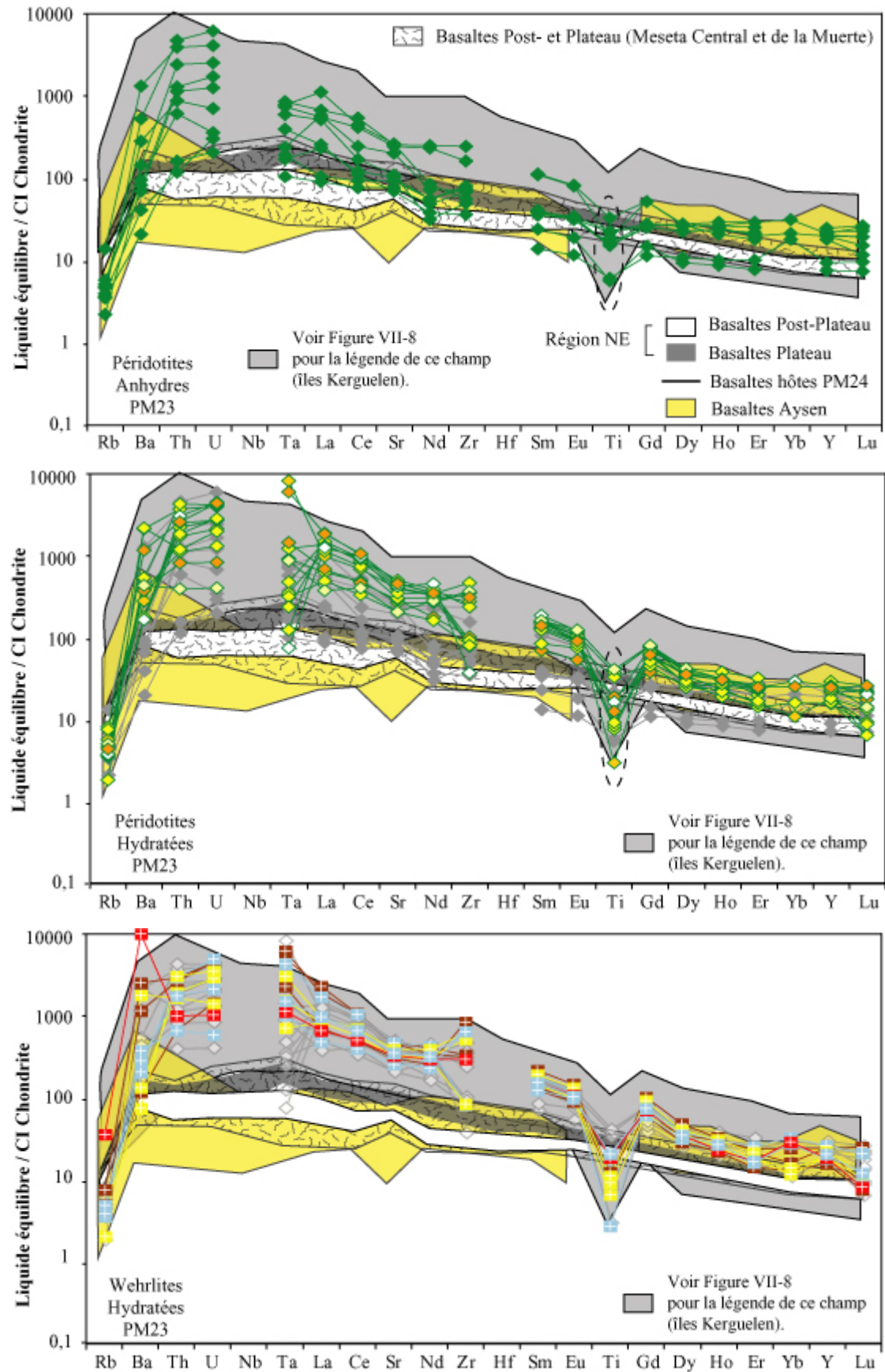


Figure V-40 : Spectres étendus des liquides théoriques à l'équilibre avec les clinopyroxènes des péridotites de Gobernador Gregores (diagramme du haut : Lherzolites à sp anhydres ; diagramme du milieu : lherzolites à

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

amphiboles et/ou phlogopites et diagramme du bas : wehrlites-cf Fig. V-14 pour le détail). Les coefficients de partage utilisés sont ceux de Ionov *et al.*, (2002). Pour la légende des différents champs, voir figure V-39.

La modélisation des liquides en équilibre avec les cpx des roches mantelliques de Cerro Clark (PM24) et de Gobernador Gregores (PM23) permet donc de proposer que les liquides métasomatisant le manteau de ces localités de la Zone Centrale patagonienne sont des liquides mafiques silicatés alcalins voire, dans le cas de Gobernador Gregores, très alcalins et plus ou moins riches en CO₂. Les liquides qui ont métasomatisé les péridotites anhydres de Gobernador Gregores et de Cerro Clark et qui ont formé les pyroxénites de Cerro Clark ne doivent pas être très différents des magmas basaltiques alcalins qui ont remonté les xénolites en surface. Dans le cas des wehrlites et des péridotites à amphibole et/ou phlogopite de Gobernador Gregores, les liquides métasomatisants initiaux étaient certainement plus alcalins, plus riches en LREE, et devaient ressembler aux liquides mafiques sous-saturés en silice qui ont métasomatisé le manteau supérieur de la région de Tok en Sibérie (Ionov *et al.*, 2005 et 2006). Comme dans le cas de la province Nord patagonienne, il existe certainement un lien génétique entre ces liquides métasomatisant mantelliques et le magmatisme d'arrière arc qui a généré la majorité des séries basaltiques de Patagonie.

IV-2.1.2.b. Métasomatisme à orthopyroxène

Les opx-2 interstitiels dans les enclaves mantelliques de Gobernador Gregores que j'ai étudiées (cf chap V) sont souvent associés à du verre dans lequel des amphiboles disséminées et mal cristallisées sont incluses.

Les opx-2 des wehrlites sont moins magnésiens (Mg#_{OpX-2} : 87-88) que ceux présent dans les lherzolites à amphibole (Mg#_{OpX-2} : 89-90), mais dans les deux cas, les concentrations en titane (0,2-0,4 wt%), en chrome (0,3-1 wt%), en aluminium (3,2-6 wt%) et en silice (53-54,5 wt%) sont identiques. Ils sont également tous chimiquement différents des opx-1 des lherzolites (Figure V-24).

Les opx secondaires fibreux des enclaves de péridotites mantelliques du Sud du Kamchatka (Arai *et al.*, 2003 ; Ishimaru *et al.*, 2006), du volcan Lihir (Papouasie Nouvelle Guinée ; McInnes *et al.*, 2001 ; Grégoire *et al.*, 2001) et du volcan Iraya (Philippines, Arai *et al.*, 2004) ont des compositions chimiques bien différentes en terme d'aluminium (<2 wt%), de titane (0,03 wt%) et de silicium (~56 wt%) que celles des opx-2 des péridotites de Gobernador Gregores. La formation de ces opx fibreux est reliée à la circulation de liquides

ou de fluides hydratés assez riches en silice et issus de la déshydratation d'un slab subductant. D'autres opx pauvres en Al ont été décrits dans les xénolites mantelliques à spinelle du plateau du Colorado (USA, Smith et Riter, 1997 ; Smith *et al.*, 1999) et expliqués également comme issus de processus de réaction fluides hydratés/manteau péridotitiques. Enfin Downes *et al.* (2004) ont reporté des opx extrêmement pauvres en Al dans les cumulats wehrlitiques de Bearpaw Mountain (Montana) et suggèrent qu'ils sont des produits de réaction entre des fluides aqueux et l'olivine. Dans ces deux cas également, les compositions sont différentes de celles des opx-2 de Gobernador Gregores

En revanche, les opx-2 des enclaves d'orthopyroxénites mantelliques riches en Fe de Takashima (Japon, Arai *et al.*, 2006) sont similaires aux opx-2 de Gobernador Gregores avec cependant des rapports Mg# plus faibles (~82) et des teneurs en chrome nulles. De telles caractéristiques, c'est-à-dire pauvre en magnésium (84) et en chrome (0,1 wt%), s'observent par contre pour les opx-2 présents dans la veine basaltique (3) de la wehrlite composite PM23-48 (Figure V-13). Arai *et al.* (2006) interprètent les orthopyroxénites riches en Fe de Takashima comme des produits de réactions entre des basaltes alcalins différenciés et des olivines magnésiennes mantelliques se formant majoritairement au cœur de dunites ou de wehrlites. Ils excluent, dans ce cas, une formation par réaction entre des agents métasomatiques riches en silice dérivés d'un slab et des olivines mantelliques. En effet, ils expliquent que des magmas alcalins initialement sous-saturés en silice peuvent évoluer vers des compositions sursaturées en silice par cristallisation fractionnée à des pressions supérieures à 1 GPa (Miyashiro, 1978) ou/et par dissolution des orthopyroxènes mantelliques primaires rencontrés sur leur route au cours de leur ascension (e.g. Wulff-Pedersen *et al.*, 1996).

Nous avons vu plus haut que les wehrlites de Patagonie, comme celles de Tok, se sont certainement formées par circulation de liquides silicatés sous saturés en silice (cette étude et Ionov *et al.*, 2005, 2006) ce qui a entraîné la dissolution des orthopyroxènes et la production de clinopyroxènes ayant des compositions en terres rares identiques à celles de ces mêmes liquides (enrichis en LREE par rapport aux MREE et aux HREE). Dans ce schéma, les wehrlites à orthopyroxènes ont connu un second événement métasomatique qui a entraîné la cristallisation des opx-2. Je propose en effet que des liquides silicatés alcalins plus évolués et sur-saturés en silice ont percolé à leur tour les wehrlites de Gobernador Gregores. Les deux épisodes métasomatiques se sont produits probablement à deux moments distincts dans le temps. De tels liquides sursaturés en silice ont un taux de polymérisation important et par voie

Chapitre V: Xénolites mantelliques de Patagonie Centrale (46°S-49°S).

de conséquence, une mobilité réduite et de ce fait leur circulation sera plus limitée dans le manteau supérieur.

Dans un tel modèle un même agent métasomatique initial, de type silicaté sous-saturé en silice pourrait être responsable à la fois :

- de la disparition de l'orthopyroxène dans le manteau et de la cristallisation de clinopyroxène et parfois de phases hydroxylées (formation des wehrlites à phlogopite et/ou amphibole de Gobernador Gregores, PM23) ; et,
- de la cristallisation de nouveau orthopyroxènes au dépend de l'olivine (wehrlites à orthopyroxènes de PM23).

Le premier épisode (« wehrlitisation ») doit correspondre à un événement massif et largement répandu sous Gobernador Gregores, alors que le second épisode (formation des opx-2) doit être un processus plus discret et local.

Mon travail, par la mise en évidence de ce métasomatisme à orthopyroxènes, permet de montrer que le manteau lithosphérique sous Gobernador Gregores a connu au moins deux événements métasomatiques, contrairement à l'unique événement métasomatique invoqué par Laurora *et al.* (2001) et Rivalenti *et al.*, (2004). C'est par ailleurs la première fois qu'un métasomatisme à orthopyroxène est décrit dans le supérieur manteau de Gobernador Gregores et même de la Patagonie, dans son ensemble.

La fusion partielle ou la déshydratation d'un slab semble être par contre hors de cause dans l'histoire tardive métasomatique du manteau de Gobernador Gregores (formation des opx-2).

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S).

I - Etat des connaissances

Le manteau supérieur échantillonné au niveau de la province volcanique de Pali Aike (PAVF) possède une particularité, qui le rend tout à fait exceptionnel en Patagonie : la présence du grenat dans certains xénolites mantelliques. La PAVF possède plusieurs sites où affleurent des enclaves mantelliques (Chapitre II), et les plus connus, à la frontière Chili/Argentine, sont : Laguna los Cisnes, Estancia Brazo Norte et Laguna Ana. Quelques auteurs (Stern *et al.*, 1986, 1999 ; Kempton *et al.*, 1999 a, b ; Kilian *et al.*, 2002 ; Vannucci *et al.*, 2002) se sont intéressés au manteau sous cette région. La majorité des échantillons qu'ils ont étudiés, sont des lherzolites et des harzburgites à spinelle et à grenat-spinelle. Stern *et al.* (1986) et Kempton *et al.* (1999a, b) se sont intéressés également à des lithotypes riches en pyroxènes (orthopyroxénite, webstérite, clinopyroxénite et wehrlite). Leurs travaux sont fondés essentiellement sur la chimie globale (majeurs, traces, isotopie Sr/Nd) et sur quelques analyses « in situ » des phases minérales, aussi bien en éléments majeurs qu'en éléments traces.

Stern *et al.* (1986) considèrent que la portion profonde du manteau lithosphérique est un « plum- pudding », avec des zones de lherzolites à grenat et phlogopite. Ils expliquent la présence des phlogopites par la circulation de fluides provenant de la déshydratation d'un mélange de matériel subducté. Leur formation serait liée à un événement métasomatique tardif, peu de temps avant l'extraction de l'enclave par la lave. Stern *et al.* (1999) ajoutent que cette portion profonde de la lithosphère continentale s'est formée au Phanérozoïque par accréction le long de la marge ouest du Gondwana. De plus, cette lithosphère, de moins de 100 km, a subi un épisode de chauffage, mis en évidence par les zonations chimiques des pyroxènes. La majorité des enclaves équilibrées à moyennes et hautes températures (> 970°C) sont pétrochimiquement similaires à la source asthénosphérique des MORBs (fertile avec une composition proche du manteau primitif). En conclusion, le manteau supérieur sous l'extrême sud de la Patagonie serait similaire à celui présent sous la croûte océanique en termes de température/rhéologie et de chimie/densité. Il est interprété comme s'étant formé par la

capture tectonique, durant le Paléozoïque, d'un segment de la lithosphère océanique, généré à la fin du Protérozoïque, au niveau d'une ride médio-océanique (Stern *et al.*, 1986, 1999). Les enclaves de harzburgites à spinelle et de lherzolites à grenat forment la partie inférieure de la colonne, et ont été rééquilibrées avec de grands volumes de liquides de type OIB, provenant des profondeurs de l'asthénosphère (Vannucci *et al.*, 2002). Les enclaves de PAVF ont enregistré une histoire P-T complexe. Les spinelles inclus dans les grenats peuvent être un vestige des conditions de hautes températures existantes avant la stabilisation de la lithosphère continentale durant le Mésozoïque. La réaction grenat - spinelle reflète la décompression associée à la remontée diapirique du manteau, au cours de la phase d'extension arrière-arc. Les lherzolites à spinelle de basse température, qui ont été partiellement re-fertilisées par de petites fractions de liquides évolués (Vannucci *et al.*, 2002), proviennent probablement de la limite croûte/manteau (30 km, Kempton *et al.*, 1999 a, b). Stern *et al.* (1999) placent, quant à eux, les harzburgites à spinelle réfractaires dans la partie superficielle de la colonne mantellique. Kempton *et al.*, (1999b) suggèrent que l'événement métasomatique se produit par interaction de liquides silicatés à l'équilibre avec le grenat durant la remontée (« upwelling ») du manteau.

Dans la zone sud de la Patagonie, à une latitude voisine mais plus proche de l'arc, des enclaves ont également été décrites à Cerro del Fraile (Kilian et Stern, 2002) et à Las Vizcachas (Muñoz, 1981). A Cerro del Fraile, localité située à proximité de l'arc andin (25 km à l'Est), Kilian et Stern (2002) ont étudié des péridotites à spinelle ainsi que des webstérites à spinelle et/ou grenat, parfois métasomatisées, alors que Muñoz (1981) a étudié des enclaves de péridotites à spinelle anhydres. Au niveau de Cerro del Fraile, les auteurs ont conclu que la partie froide et superficielle du coin mantellique a été infiltrée par des fluides dérivés de la plaque océanique plongeante (slab). Ces fluides ont laissé une empreinte métasomatique sodique, similaire à celle observée au niveau de l'arc du Kamchatka (Kilian et Stern, 2002). En ce qui concerne le travail de Muñoz (1981), il consiste en une description pétrographique des enclaves, sans apport de données et donc sans conclusions sur l'histoire du manteau de cette région.

Acevedo et Quartino (2004) ont trouvé des enclaves ultramafiques mais aussi gabbroïques au Sud de Pali Aike, à l'ouest d'Ushuaïa, en Terre de feu. Parmi les roches ultramafiques, ils décrivent des lherzolites, des wehrlites, des clinopyroxénites et des webstérites, ainsi qu'un nodule ultrabasique contenant du grenat, du clinopyroxène titanifère et du plagioclase. Ces enclaves ont été remontées en surface par des basaltes à olivine, d'âge

Miocène supérieur (8.3 ± 0.3 Ma). De tels basaltes, mis en place en contexte extensif et avec une affinité alcaline, ont aussi été décrits dans l'avant-pays, notamment au niveau de la Sierra San Bernardo (Teruggi, 1963 ; Viviers 1968 ; 1970, Acevedo et Quartino, 2004). Ces auteurs considèrent que les xénolites ultramafiques sont les témoins d'un manteau fertile sous-lithosphérique et non d'un manteau de zone de supra-subduction (Nelson, 1996), car d'après ces mêmes auteurs, le manteau serait dans ce cas plus réfractaire.

Dans cette étude, j'apporte de nouveaux échantillons provenant de la Laguna Timones, qui est une localité peu étudiée située à l'ouest de la province volcanique de Pali Aike. Sur ces enclaves, j'ai réalisé des analyses systématiques « in situ » des éléments majeurs dans toutes les phases minéralogiques ainsi que des éléments traces dans les clinopyroxènes, les grenats, les amphiboles et les phlogopites.

II- Etude pétrographique

Le site de Pali Aike (Laguna Timones) est l'unique localité de l'extrême sud de la Patagonie à laquelle j'ai eu accès. La suite de xénolites est constituée majoritairement de lherzolites (77%), de quelques harzburgites (19%) et d'une seule orthopyroxénite. Les lithotypes enrichis en clinopyroxènes, telles que les webstérites et les clinopyroxénites, sont absents. Les enclaves de forme arrondie, ont des diamètres compris entre 5 cm et 25 cm (Figure VI-1).

Les différentes lithologies peuvent être soit à spinelle (10 échantillons), soit à spinelle + grenat (15 échantillons). Les enclaves à grenat seul sont absentes. Parmi les péridotites, principalement celles à grenat¹, se trouvent des échantillons à phlogopite, d'autres à amphibole et enfin d'autres contenant à la fois ces deux phases hydratées. Dans la série à spinelle, seule la harzburgite PM18-47 contient de très faibles quantités d'amphibole (<1%).

¹ Pour plus de simplicité, le faciès à « spinelle + grenat » sera désigné sous l'appellation de «à grenat », pour l'opposer au faciès contenant seulement du spinelle.

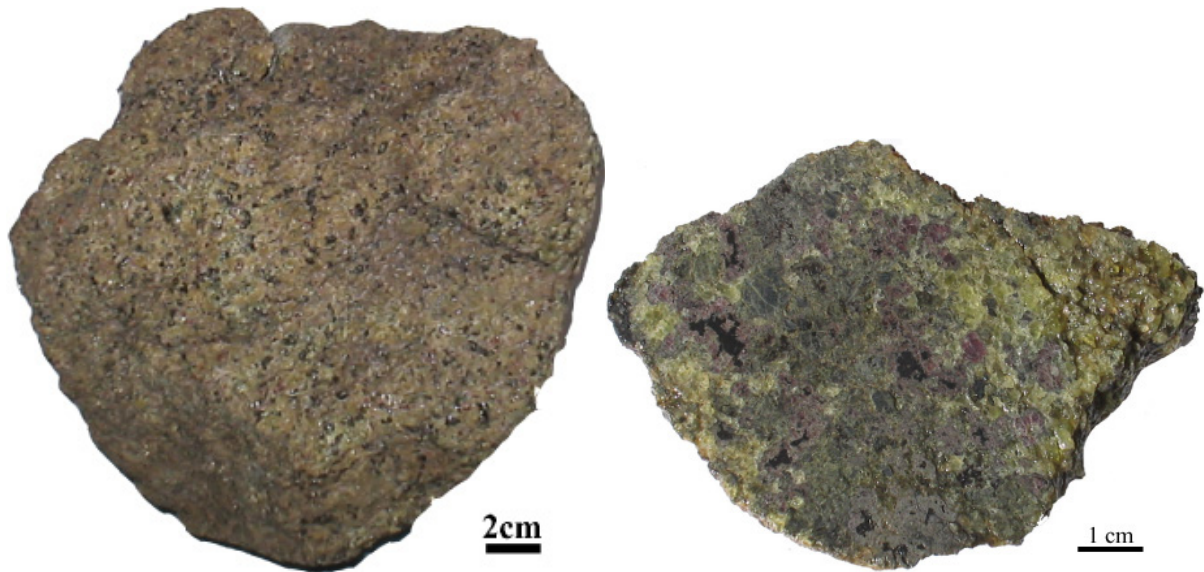


Figure VI-1 : Photographie de la péridotite à spinelle et grenat PM18-22 (à gauche). Elle mesure 20 centimètres de diamètre. A droite, la photographie d'une section de l'enclave composite PM18-01 présente la veine constituée d'orthopyroxène (en gris-bleu), de grenat (en rose), de spinelle (en noir) et d'olivine (en vert olive), bordée de part et d'autre par un encaissant riche en olivine. La veine est large d'environ 5cm.

Indépendamment de leur lithologie, toutes les enclaves ont en général une texture à grain moyen de type équi-granulaire (avec des grains presque polygonaux ou aux limites de grains courbes). Quelques rares échantillons présentent des textures transitionnelles entre porphyroclastique et équi-granulaire, avec une distribution bimodale des tailles de grains et une elongation de certaines phases (olivine le plus souvent), qui confère une orientation préférentielle de forme à l'échantillon. Pour réaliser la classification de la suite de xénolites étudiée en différents groupes, je me suis appuyée sur les types lithologiques (cf. annexe B).

II-1. Xénolites à Spinelle et Grenat (SG)

II-1.1. Péridotites SG Anhydres (Groupe SG_A)

Les lherzolites (LSG_A) sont aux nombres de six : PM18-28, PM18-29, PM18-16, PM18-44, PM18-45 et PM18-46. L'abondance en clinopyroxène est de 6,5% pour PM18-29 et de 13,6 % pour PM18-28, alors que l'abondance en orthopyroxène est plus importante dans cette dernière avec 24 %, contre 14,7 % pour PM18-28. Les proportions de grenat sont en moyenne comprises entre 4 et 5 %, excepté pour PM18-28 qui en contient près de 10_%. Les LSG_A PM18-28 et PM18-45 contiennent environ 61-62 % d'olivine alors que les autres ont

des proportions modales variant de 64 % (PM18-29) à 66 % (PM18-16, cf. annexe B). Leur texture est de type équi-granulaire mosaïque à grain moyen, avec de rares empreintes de texture porphyroclastique. L'échantillon PM18-45 présente une nette orientation préférentielle de forme, soulignée par l'alignement des spinelles et des grenats.

L'harzburgite (HSG_A) PM18-23 se compose de 20 % d'orthopyroxène et de 74,5 % d'olivine. Le clinopyroxène est présent uniquement sous forme de trace. L'abondance en grenat est similaire à celle des LSG_A , puisqu'elle avoisine 5 %. Les olivines tabulaires donnent une orientation préférentielle de forme à l'échantillon, et lui confèrent une texture équi-granulaire tabulaire.

Les olivines mesurent en moyenne 3 mm dans la plupart des péridotites SG_A , excepté dans PM18-28, où elles sont en moyenne de 5 mm. Les plus grandes olivines, correspondant à des reliques de porphyroclastes, peuvent atteindre 8 mm. Elles présentent rarement des traces de déformation intra-cristalline (extinctions ondulantes). Elles sont sub-automorphes à automorphes, avec des limites de grains rectilignes, voire curvilignes dans PM18-45. Elles forment des jonctions triples à 120° , et parfois se présentent sous forme \pm rectangulaire et orientée, notamment dans PM18-28, PM18-29 et PM18-45. Les olivines renferment parfois des inclusions rondes de clinopyroxènes.

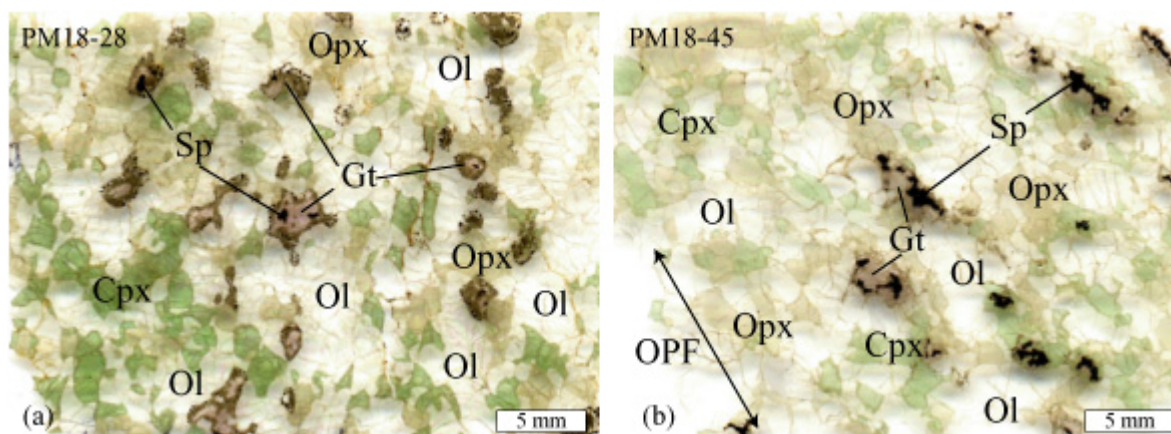


Figure VI-2 : Photographies des sections épaisses de PM18-28 (a) et de PM18-45 (b). Notons la présence des spinelles au cœur des grenats. Dans PM18-28, les spinelles sont de petites tailles, et les bordures kelyphitiques autour des grenats sont bien développées. Les clinopyroxènes de toutes les enclaves de Pali Aike se caractérisent par une forme semi-arrondie, et sont semblables à ceux de PM18-28 (a). Les grenats et les spinelles soulignent l'orientation préférentielle de forme de PM18-45 (b).

Les orthopyroxènes mesurant en moyenne 1 à 2 mm sont sub-automorphes avec des limites de grains rectilignes ou curvilignes, et forment localement des jonctions triples. Ils se

positionnent de manière interstitielle (pœcilitique) aux jonctions des grains d'olivine. Les plus grands, mesurant jusqu'à 5 mm, sont franchement pœcilitiques et renferment des inclusions rondes ou sub-automorphes ($<100\mu\text{m}$) d'olivine et de clinopyroxène dans PM18-29, PM18-44, et PM18-46. Ils ne montrent que très rarement des extinctions ondulantes. Dans PM18-44, PM18-45 et PM18-46, les plus grands orthopyroxènes se comportent comme les olivines en formant des polygones.

Les clinopyroxènes mesurent en moyenne de 1 à 2 mm, excepté dans PM18-45 (2 à 4 mm). Ils sont sub-automorphes, arrondis et localisés à la jonction de plusieurs grains d'olivine (Figure VI-2). Leur apparence est similaire à celle des phases minérales isolées qui sont situées à la jonction de trois ou quatre grains cumulus dans des roches cumulatives à l'équilibre (Holness *et al.*, (2007) (Figure VI-3a). Les plus petits se présentent sous forme triangulaire interstitielle. Les clinopyroxènes sont totalement dépourvus de témoin de déformation intra-cristalline et forment par endroit des jonctions triples. Finalement, ceux de la harzburgite PM18-23 ont toujours un aspect spongieux.

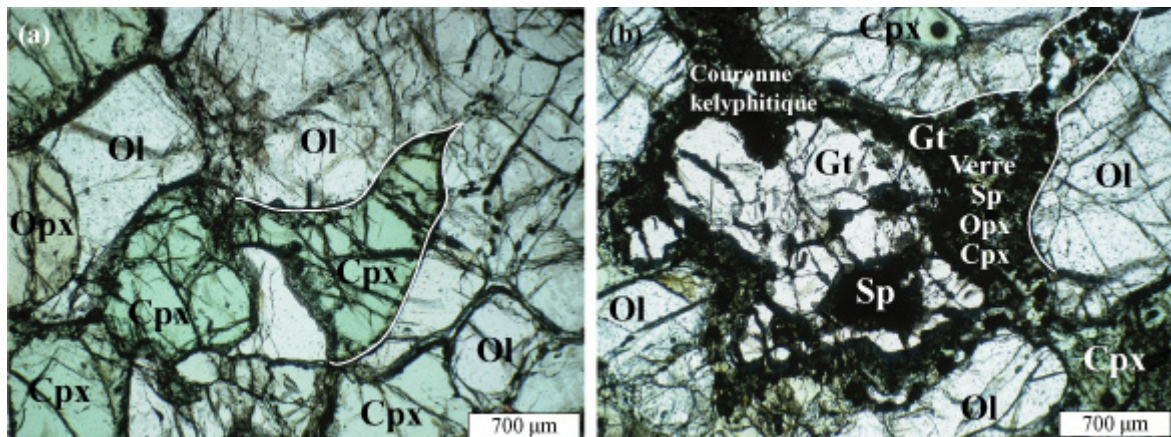


Figure VI-3 : Microphotographies des clinopyroxènes (a) et grenats (b) de l'enclave PM18-28 (Figure VI-2a). Les clinopyroxènes sont interstitiels et montrent des bordures curvilignes (a). Les grenats présentent une couronne extérieure composée de grains automorphes et de petites tailles, de spinelle, d'orthopyroxènes, de clinopyroxène associés à du verre. Cette couronne est plus ou moins développée en fonction des échantillons, mais elles sont en moyenne semblables à celle illustré en (b).

Le grenat, dans tous les échantillons de Pali Aike, englobe presque toujours du spinelle noir (Figure VI-2, 3a). De rares cristaux en sont dépourvus (PM18-28, Figure VI-2a), ce qui s'explique certainement par le niveau de découpe de la lame épaisse, plutôt que par une réelle absence. Ils sont xénomorphes et mesurent de 0,5 à 4 mm. Les cristaux les plus grands et les plus nombreux s'observent dans PM18-16, PM18-28 et PM18-29. Dans les trois autres

lherzolites, les grenats plus petits forment des couronnes autour de grands spinelles noirs (1 à 3 mm) ou se présentent sous forme de nombreux « fantômes de grenats », entièrement kelyphitisés. Dans PM18-45, nous notons la présence d'inclusion d'olivine dans les zones à spinelle et grenat. Parfois, un fin niveau (<100µm) de petits grains d'orthopyroxènes sépare le spinelle englobé dans le grenat de ce dernier. La couronne kelyphitique marron (Figure VI-3b), qui borde les grains de grenats, est composée de spinelle vert automorphe, de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Le spinelle dans les grenats est brun noir, xénomorphe, arrondi et/ou vermiculaire. Il mesure en moyenne 500µm dans PM18-16, PM18-28 et PM18-29, alors que dans les autres LSG_A, il est de plus grande taille. Le grenat est de taille inversement proportionnelle à celle du spinelle.

Dans l'échantillon HSG_A, des spinelles noirs automorphes, de taille inférieure à 100µm, sont inclus ou apparaissent en limite de grain des pyroxènes. Les spinelles s'interprètent comme des reliques de la réaction spinelle + orthopyroxène + clinopyroxène → grenat + olivine (Mac Gregor, 1974 ; Kempton *et al.*, 1999 ; Stern *et al.*, 1999). A l'inverse, la couronne kelyphitique autour des grenats représente la réaction de déstabilisation grenat + olivine → spinelle + clinopyroxène + orthopyroxène. Dans PM18-29, le spinelle s'observe également en inclusion dans du clinopyroxène.

II-1.2. Péridotites SG Hydratées du faciès à spinelle et grenat (groupe SG_H)

Le groupe des péridotites SG hydratées se compose (1) de lherzolites (PM18-09, PM18-13, PM18-19 et PM18-11) et d'une harzburgite (PM18-17) à amphibole ; (2) d'une lherzolite à amphibole et phlogopite (PM18-36) et (3) d'une harzburgite à phlogopite (PM18-24). Les péridotites PM18-17, PM18-24 et PM18-36 sont exceptionnelles de part la présence de deux générations d'orthopyroxènes, et de part l'habitus de ces derniers. La texture du groupe SG_H, tout lithotypes confondus, est de type équigranulaire mosaïque à tabulaire (Mercier et Nicolas, 1975), avec des grains aux limites curvilignes, comparables à celles du groupe anhydre SG_A. Les porphyroclastes sont très rares. Il n'existe pas d'orientation préférentielle nette des phases minérales dans tous ces échantillons, mais dans PM18-13, PM18-36 et PM18-11, la disposition du grenat laisse entrevoir une discrète direction préférentielle des grains.

Parmi les Lherzolites à Spinelle et à Grenat hydratées à Amphibole (LSG_{HA}), les abondances en amphibole (2,3 %), en orthopyroxène (16%), et en grenat (12%) sont

maximales dans l'échantillon PM18-19. L'amphibole n'est présente que sous forme de trace dans les autres échantillons LSG_{HA}. La harzburgite PM18-17 (HSG_{HA}) est composée de grandes quantités de grenat (10 %) et d'orthopyroxène (25 %). Ses proportions modales en olivine sont voisines de celles de certaines LSG_{HA} tels que PM18-11 (cf. annexe B, Tableau 2). L'échantillon PM18-13 est caractérisé par une hétérogénéité dans la distribution des orthopyroxènes, avec un niveau riche en clinopyroxène et orthopyroxène juxtaposé à un niveau « wehrlitique » à grenat (Figure VI-4a).

Les olivines sont sub-automorphes et de taille moyenne (2-3 mm) dans toutes les péridotites SG_{HA}. Elles présentent des extinctions ondulantes et forment souvent des jonctions triples à 120°. Certains cristaux dans PM18-13 et PM18-11 ont une forme allongée, plus ou moins rectangulaire. Les limites de grains d'olivines sont principalement rectilignes, plus rarement courbes. De plus petites olivines (<1 mm), sub-automorphes, sont dépourvues de traces de déformation intra-cristalline. De nombreuses inclusions rondes de pyroxènes et de spinelles sont présentes dans les olivines de la lherzolite PM18-11.

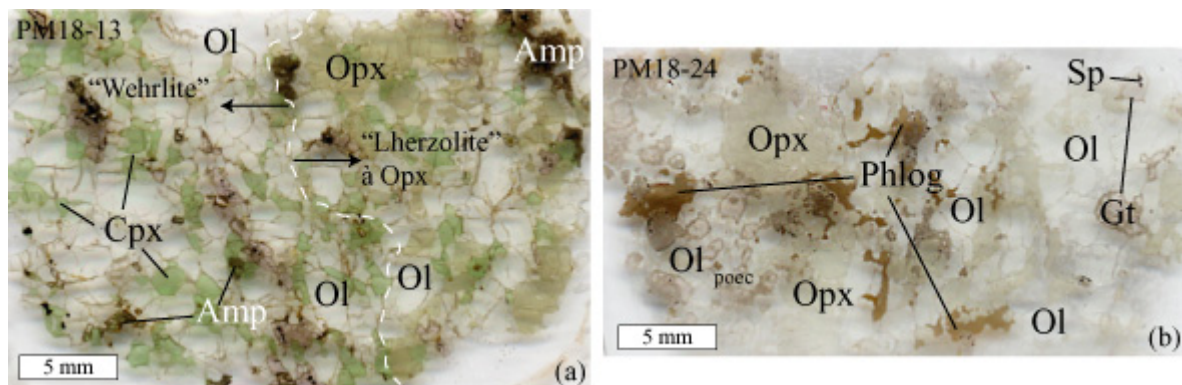


Figure VI-4 : Photographies des sections épaisses de la lherzolite PM18-13 (a) et de la harzburgite à phlogopite PM18-24 (b). PM18-13 se partage en un niveau constitué d'olivine et de clinopyroxène dépourvu d'orthopyroxène (wehrlite) et d'un autre niveau riche en orthopyroxène (lherzolite). La harzburgite PM18-24, riche en phlogopite, présente aussi une distribution hétérogène de ces phases, avec une concentration des grenats sur les bords de la lame. Les phlogopites sont interstitielles, aux jonctions des olivines et des orthopyroxènes.

Les orthopyroxènes, sub-automorphes, mesurent en moyenne entre 1 et 3 mm. Ils forment souvent des jonctions triples à 120°, mais leurs limites de grains sont aussi parfois curvilignes. A ceux-ci, s'ajoutent de grands orthopyroxènes (5-10 mm), aux limites de grains courbes, pœcilitiques, incluant des olivines, des grenats, des clinopyroxènes et des amphiboles, dans PM18-19 et PM18-11. Des inclusions de clinopyroxènes apparaissent parallèlement aux clivages de ces gros orthopyroxènes. Les témoins de déformation intra-

cristalline (sous-grains et extinctions ondulantes) sont rares dans toutes les péridotites, voire totalement absents dans PM18-9.

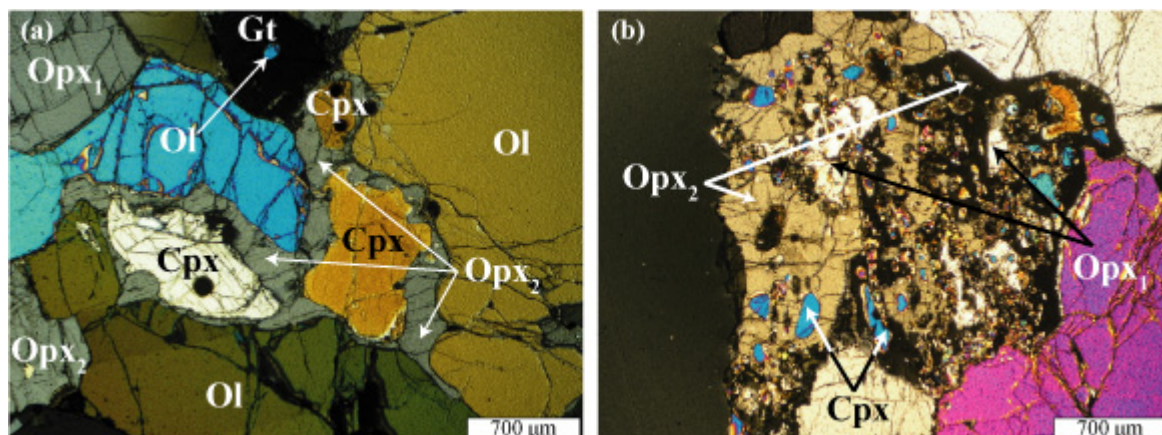


Figure VI-5 : Microphotographies de la harzburgite PM18-17, en lumière polarisée analysée. Les orthopyroxènes interstitiels secondaires (Opx-2) sont présents dans de nombreux échantillons hydratés, à spinelle et grenat. Ils englobent en général les clinopyroxènes, et se « faufilent » entre les olivines. Ils se présentent aussi sous forme « amiboïde » (b). Ils apparaissent dans ce cas sous forme de deux (ou plusieurs) cristaux s'interpénétrant et incluant de nombreuses inclusions arrondies de clinopyroxènes. Ces inclusions (en bleu en b) s'éteignent conjointement lorsque nous faisons tourner la platine.

Dans la harzburgite PM18-17, deux types d'orthopyroxènes s'observent. Des orthopyroxènes (Opx-1) sub-automorphes d'une taille comprise entre 3 et 5 mm qui sont très fracturés et montrent des extinctions ondulantes. Le second type d'orthopyroxènes (Opx-2) correspond à des grains xénomorphes, interstitiels (Figure VI-5a) et plus petits (300 µm à 2 mm). Ce dernier type englobe souvent les clinopyroxènes (Figure VI-5a), les Opx-1, et plus rarement les grenats. Deux cas de textures particulières apparaissent lorsque l'opx-2 est en contact avec le grenat et l'opx-1. Dans le premier cas, le grain de la couronne kelyphitique entourant le grenat est plus gros que celui observé dans les autres échantillons, notamment l'orthopyroxénite (PM18-01), et dans le second cas, nous observons une texture « amiboïde » (Figure VI-5b). Cette texture amiboïde correspond à des interpénétrations des deux types d'orthopyroxène, auxquels sont associés du clinopyroxène, sous forme de plusieurs inclusions rondes, qui en fait ne sont que des parties séparées d'un seul cristal (extinction commune en LPA).

Les clinopyroxènes sont semblables à ceux des autres péridotites SG_A (voir ci-dessus). Ils sont sub-automorphes, de petite taille (0,5 à 1,5 mm), avec des bordures curvilignes. Leur taille avoisine par contre 3 mm dans PM18-13. Dans tous les échantillons, les clinopyroxènes sont dépourvus de témoins de déformation intra-cristalline. Ils se situent en général à la

jonction de plusieurs grandes olivines, ou en inclusion dans les opx-2 de PM18-17. Ces inclusions sont toujours de forme arrondie, et présentent une forte fracturation similaire à celle des opx-1 (Figure VI-5a).

Les grenats sont similaires à ceux des autres péridotites SG_A, englobant également des spinelles noirs, et étant aussi bordés par des zones kélyphitiques. Le spinelle n'est pas toujours présent dans le grenat, comme ce dernier n'est pas toujours présent autour du spinelle. En moyenne, les grenats mesurent 2 mm, et sont xénomorphes avec des bords courbes. Dans PM18-19, ils sont nombreux (12% du mode), de taille variable (<1 mm jusqu'à 5 mm) et disposés de façon hétérogène (concentration locale). Dans PM18-11, ils sont de taille et de forme homogènes (1-2mm), semblables à celles des pyroxènes, et répartis de manière homogène au sein de l'échantillon. Les zones de réaction (kélyphites) autour du grenat sont très fines (<10µm) voire inexistantes. Au contraire, dans PM18-9 et PM18-13, certains grenats sont remplacés presque totalement par la kélyphite. Les spinelles mesurent de 0,2 mm à 2,5 mm (PM18-19). Ils apparaissent sous forme d'inclusions rondes en général dans le grenat, et plus rarement dans les pyroxènes. La harzburgite PM18-17 contient des grenats, sub-automorphes à automorphes (sections pentagonales), avec des inclusions de spinelles et de clinopyroxènes. Les grenats en contact avec les opx-2 ont une couronne kélyphitique plus large (~200µm) dans laquelle de l'opx-2, du clinopyroxène, et des spinelles marron-verts ont cristallisé sous forme automorphe (losanges de 200µm ; Figure VI-6a).

Les amphiboles, brunes-vertes, sont présentes sous forme de très rares cristaux dans la plupart des péridotites SG_{HA}, excepté dans PM18-19 et PM18-17, où elles représentent respectivement 2,3 % et 1 % du volume total. Elles mesurent en moyenne 500 µm, et atteignent rarement 1 mm (PM18-19) dans les lherzolites SG_{HA}, alors que dans la harzburgite PM18-17, elles mesurent entre 1 et 3 mm. Ces amphiboles sont sub-automorphes ou rondes. Elles sont bordées par une zone réactionnelle similaire à celle observée dans les enclaves de Gobernador Gregores (Chapitre V), et constituée de spinelle, d'olivine et de clinopyroxène (<50µm), piégés dans du verre. Dans PM18-19, cette zone a tendance à s'élargir lorsque le grenat est à proximité. Les amphiboles de PM18-11 sont quant à elles incluses dans l'olivine ou dans les orthopyroxènes.

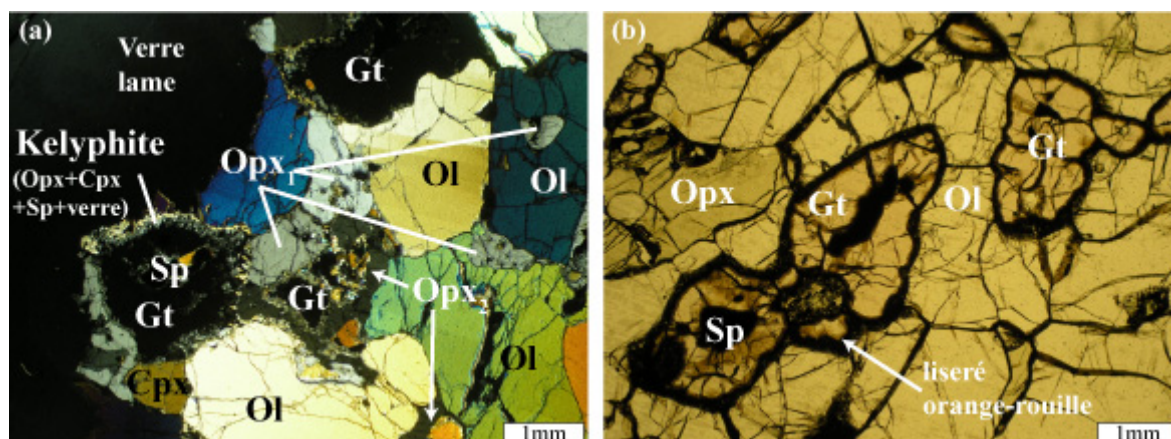


Figure VI-6 : Microphotographies des relations entre les phases de PM18-17 (a) et du grenat dans PM18-36 (b). Les orthopyroxènes (opx-2) de PM18-17 s'insinuent aux joints de grains. Ils cristallisent aussi dans la couronne kélyphitique du grenat. Le grenat de PM18-36 (b) a une caractéristique uniquement observée dans cet échantillon : il présente un fin liseré de couleur orange-rouille entre le grenat et la couronne kélyphitique.

La Lherzolite SG_H à Amphibole et phlogopite PM18-36 (LSG_{HAP}) est unique, sur le site de Pali Aike, par la présence simultanée des deux phases hydratées. Elle contient également une grande quantité de grenats (12 %) et d'orthopyroxènes (30 %), alors que son mode en olivine est faible (52 %), le plus faible de toutes les enclaves de la suite de Pali Aike.

Les olivines et les orthopyroxènes (opx-1), sub-automorphes à automorphes, mesurent de 3 à 5 mm et forment souvent des jonctions triples à 120°. Les deux minéraux montrent des sous-joints et des extinctions ondulantes. D'autres orthopyroxènes (opx-2) sont interstitiels, comme ceux de PM18-17 et sont dépourvus de témoins de déformation intra-cristalline. Les clinopyroxènes, sub-automorphes, mesurent en moyenne de 1 à 2 mm et ne présentent pas de traces de déformation. De plus petits clinopyroxènes automorphes sont piégés dans les grands opx-1. Des olivines automorphes et rondes sont incluses dans les orthopyroxènes et les clinopyroxènes. Les grenats contiennent parfois des inclusions de spinelle. Dans cet échantillon, entre la fine bordure kélyphitique et le grenat, il existe un fin liseré de couleur rouille-orangé (Figure VI-6b). Les amphiboles ont des tailles variant de 1 à 2 mm. Elles sont bordées par une zone réactionnelle, dans laquelle les olivines, les clinopyroxènes et les spinelles sont automorphes, et où le verre est plus rare que dans les zones réactionnelles décrites précédemment. Les phlogopites, xénomorphes, non clivées, mesurent de 1 à 4 mm. Elles sont en équilibre textural avec l'assemblage péridotitique, et ne présentent pas de couronne de déstabilisation. Les limites de grains sont soulignées par des produits

secondaires, dont la source semble être les couronnes kélyphitiques ou les zones réactionnelles autour des amphiboles.

La Harzburgite SG_H à phlogopite PM18-24 (HSG_{HP}) est riche en phlogopite (4 %) et en grenat (10 %, Figure VI-4b). Elle a globalement une texture de type équi-granulaire semblable aux autres péridotites du groupe SG_H, mais de nombreuses phases sont pœcilitiques, notamment une olivine de ~1 cm. La répartition des phases est hétérogène dans l'échantillon, avec une zone riche en olivine et grenat et une seconde zone dans laquelle les pyroxènes se concentrent.

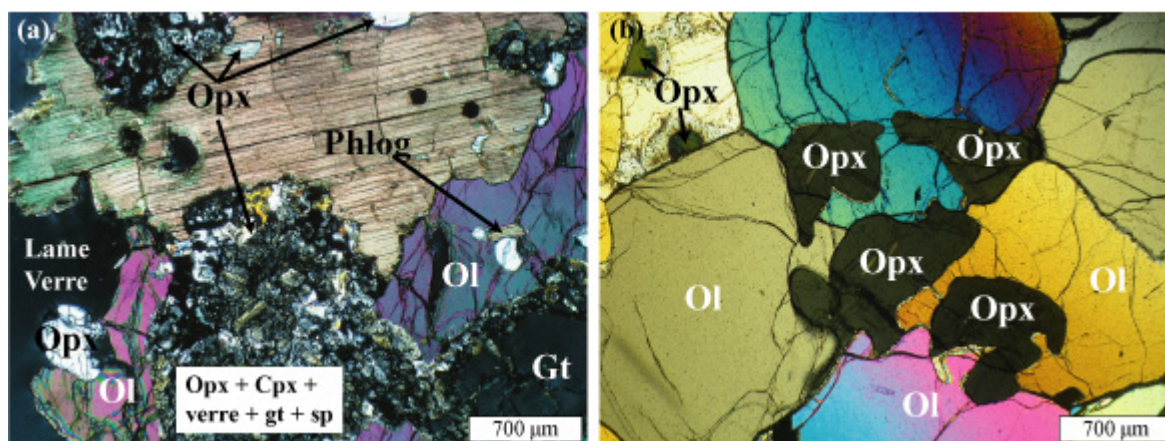


Figure VI-7 : La harzburgite PM18-24 renferme de nombreuses phlogopites. Ces phlogopites sont soit interstitielles, soit en inclusion dans les olivines et les orthopyroxènes. En (a), la plus grande phlogopite est incluse dans une olivine « géante » pœcilitique. Elle est xénomorphe, et semble déstabilisée par les produits de la couronne kélyphitique du grenat (en bas à droite). Ces contacts avec l'olivine sont nets et francs. Elle est présente sous forme d'inclusion de 100µm, dans l'olivine. Notons la présence d'inclusions semi-rondes d'opx, le long des clivages de la phlogopite (haut). Les orthopyroxènes sont interstitiels dans PM18-24 (b). Contrairement à ceux de PM18-17, ils ne s'insinuent pas aux limites de grains. Nous notons que la texture des olivines (b) est équi-granulaire mosaïque, comme dans la plupart des enclaves mantelliques de Pali Aike.

Les olivines, sub-automorphes à automorphes, mesurent en moyenne de 2 à 4 mm et forment souvent des jonctions triples à 120°. D'autres ont des bordures courbes au contact des opx-2. Une olivine de plus de 8 mm, pœcilitique, aux bords curvilignes, inclut la majorité des grenats, de la phlogopite ainsi que des orthopyroxènes (opx-2 de PM18-17 et de PM18-36), et des orthopyroxènes sub-automorphes (opx-1). À côté de cette grande olivine, un orthopyroxène, de taille identique, fortement clivé, renferme des clinopyroxènes sub-automorphes et des olivines rondes. Les autres orthopyroxènes, de plus petite taille (1-4 mm) sont sub-automorphes et leurs limites de grains rectilignes forment des jonctions triples à

120°. Le clinopyroxène rare (1,2%) se situe en inclusion dans l'orthopyroxène. Les grenats sont pour la plupart ronds, et mesurent de 1 à 2 mm. Aux abords des phlogopites, leurs bordures kélyphitiques s'élargissent, et la taille des grains les composant y est plus grande (100-200 μm). Les spinelles, très rares (0,4%), se trouvent exceptionnellement au cœur de quelques grenats et autour des phlogopites. Les phlogopites sont clivées et ont en général une forme proche de celle de baguettes aux bordures rectilignes. Elles mesurent en moyenne de 1 à 3 mm et sont soit en position interstitielle, soit en inclusion dans les olivines et les orthopyroxènes (Figure VI-7a). L'unique phlogopite présente dans l'olivine pœcilitique est xénomorphe (5 mm, Figure VI-4a). Son contact avec la zone kélyphitique est ondulé et donne l'impression que la phlogopite a réagi avec les produits de cette zone (Figure VI-7a).

II-1.3. Xénolite composite SG: Orthopyroxénite dans une péridotite riche en olivine (groupe SG_O)

L'enclave composite PM18-1 se compose d'une concentration (veine) d'orthopyroxène, grenat et spinelle accompagnés de quelques olivines, dans une encaissant péridotitique riche en olivine (cf. annexe) Les limites de l'orthopyroxénite sont diffuses, de ce fait il est difficile de déterminer si les orthopyroxènes, présents en bordure, appartiennent à l'encaissant ou à la veine. J'utilise le terme de « veine » pour plus de simplicité, lorsque je parle de l'orthopyroxénite, mais il s'agit plus d'une imprégnation d'orthopyroxènes (Figure VI-8a). Cette xénolite est exceptionnelle dans la suite d'enclave ultramafique de Pali Aike étudiée ici.

L'encaissant de PM18-1 est une harzburgite (Figure VI-8a). Elle se compose principalement d'olivine (90%) et d'orthopyroxène (9,5%), accompagnés de très peu de grenat (0,5%), et de clinopyroxènes (traces). Elle a une texture équi-granulaire tabulaire (Mercier et Nicolas, 1975). Les olivines automorphes mesurent en moyenne de 1 à 3 mm et montrent rarement des kink bands. Elles s'alignent parallèlement aux « épontes » de l'orthopyroxénite. De plus petites (<1 mm), sub-automorphes à arrondies, sont incluses dans les orthopyroxènes pœcilitiques interstitiels. Les plus grandes olivines automorphes (4 mm) présentent des traces de déformation intra-cristalline (extinctions ondulantes, kink bands). L'orthopyroxène le plus éloigné (8 mm) des bordures de la veine est semblable à ceux situés en bordure de cette dernière. Il mesure 4 mm, et il est automorphe, avec une sorte d'excroissance interstitielle, englobant un clinopyroxène. Les orthopyroxènes automorphes

sont semblables, en forme et en taille, aux olivines. Le clinopyroxène et le grenat sont présents dans l'encaissant mais toujours à proximité des épontes. Le seul grenat présent (1 mm) est interstitiel entre des olivines. Les clinopyroxènes, sub-automorphes (1 mm) aux limites curvilignes, sont englobés par les orthopyroxènes de la veine et de l'encaissant.

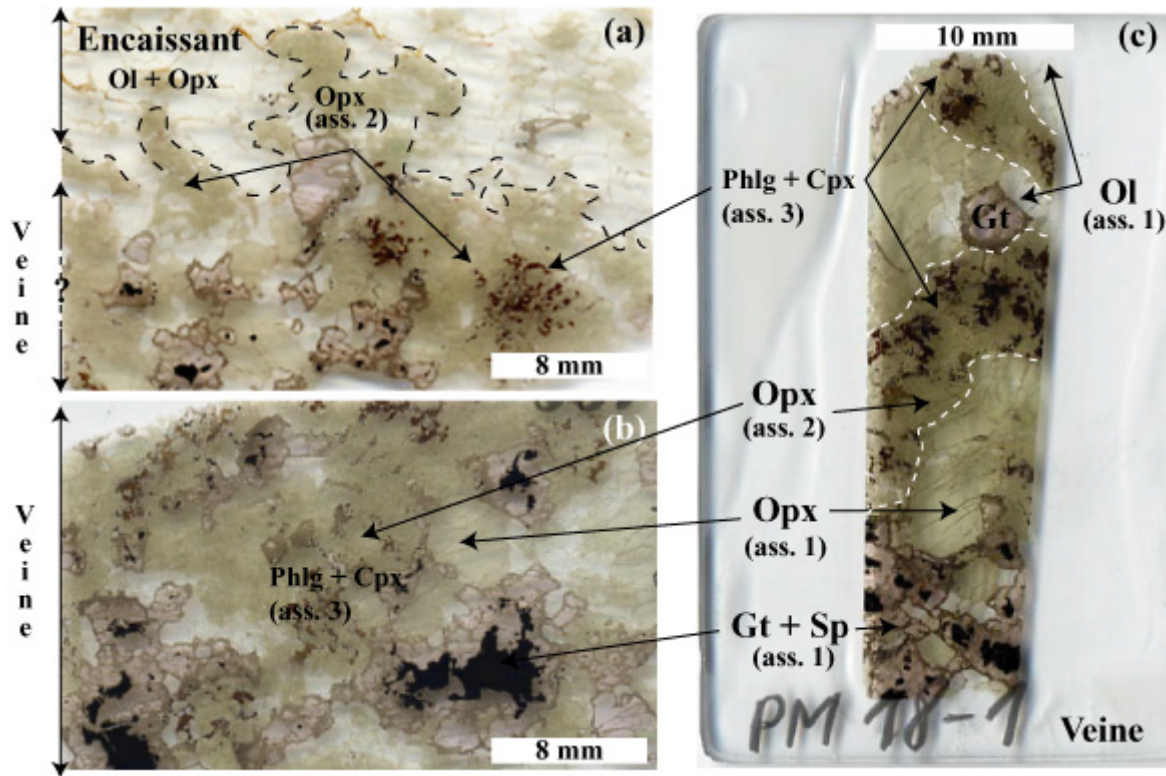


Figure VI-8 : L'enclave PM18-1 est un échantillon dit composite. Il se compose d'une imprégnation d'orthopyroxène (veine d'orthopyroxénite) dans un encaissant harzburgitique. Les 3 photographies représentent plusieurs sections épaisses de cet échantillon. La section en (a) présente le contact diffus entre la «veine» et l'encaissant. La section (b) représente le cœur de l'imprégnation, et (c) est une section épaisse de la tranche de l'échantillon. Sur ces 3 photographies sont représentés les 3 assemblages définis dans le texte (voir ci-dessous). La « veine » d'orthopyroxénite (c) semble être recoupée par des imprégnations secondaires, qui sont constituées de l'assemblage (3). L'enclave PM18-1 est complexe de part la surimposition de plusieurs structures, témoins de plusieurs événements successifs.

La « veine » d'orthopyroxénite de PM18-1 se compose essentiellement d'orthopyroxènes, de grenats, de spinelles et d'olivines et de très peu de clinopyroxènes et de phlogopites (cf. annexe B). Cette veine montre une surimposition de plusieurs assemblages minéralogiques (Figure VI-8 b, c). L'assemblage (1) se compose d'orthopyroxènes et d'olivines automorphes, ainsi que de grenat xénomorphe à sub-automorphe au cœur duquel du spinelle noir est inclus (Figure VI-8 b, c). L'assemblage (2) est formé d'orthopyroxènes pœcilitiques et le (3) est constitué de petits grains de phlogopite et de clinopyroxène. Le

magma/fluide source de cet assemblage (3) semble à l'origine de la déstabilisation des orthopyroxènes de l'assemblage (1), (Figure VI-8 b, c).

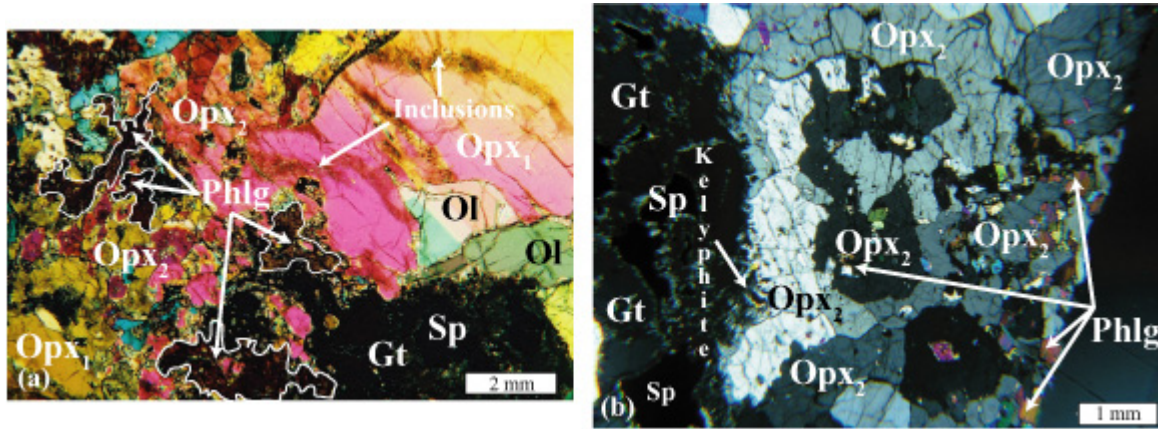


Figure VI-9 : Au cœur de la veine, les orthopyroxènes sont automorphes (Opx-1, a) ou xénomorphes (Opx-2, b). Les opx automorphes sont démantelés en un amas de grains xénomorphes (a). Ces dégénérescences sont associées aux phlogopites interstitielles. Les orthopyroxènes nommés opx-2, également associés aux phlogopites, semblent correspondre aux orthopyroxènes dégénérés, mais de plus grande taille (b). Les orthopyroxènes (opx-2) ont cristallisé dans la couronne kélyphitique du grenat (b).

Les orthopyroxènes de l'assemblage (1) mesurent en moyenne 5 mm et atteignent rarement 8 mm. Ils sont automorphes (Figure VI-8c, 9b, 10) et ne présentent pas d'extinction ondulante, ni aucune trace d'autres témoins de déformation intra-cristalline. Par endroit, les orthopyroxènes automorphes (1) sont grignotés et forment des amas de petits orthopyroxènes (Figure VI-9b). Les spinelles, noirs, se situent au cœur du grenat et mesurent entre 1 et 3 mm. Les grenats sont sub-automorphes à automorphes (pentagone) et mesurent en moyenne de 1 à 5 mm. Le plus grand grenat, situé au cœur de la veine, renferme un spinelle de 10 mm de long. Les grenats ont de fines bordures extérieures constituées de matériel kélyphitique, matériel également présent dans les fractures de ces grenats. Les kélyphites s'élargissent lorsqu'elles sont en contact avec des orthopyroxènes interstitiels de l'assemblage (2) (Figure VI-9a). Les olivines (1-2 mm) sont sub-automorphes à automorphes et toujours associées aux grenats. Les orthopyroxènes de l'assemblage (2) sont pœcilitiques, interstitiels et très fracturés (Figure VI-10a). Ils s'observent également dans l'encaissant harzburgitique au niveau du contact avec la veine (Figure VI-9a). Leur taille varie de 1 à 5 mm. Ils contiennent souvent des inclusions de phlogopite et de clinopyroxène de l'assemblage (3). Tous les orthopyroxènes sont traversés par des nuages d'inclusions fluides et vitreuses (Figure VI-9b, 10b).

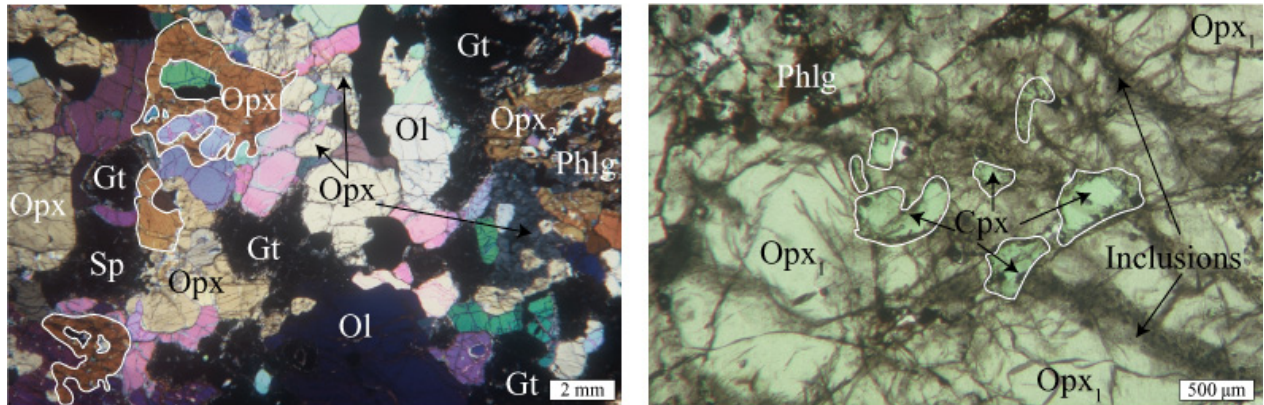


Figure VI-10 : Les orthopyroxènes poëcilitiques et interstitiels sont nombreux en bordure de la veine d'orthopyroxénite (a). Ils renferment des olivines sub-automorphes à automorphes. Leur particularité majeure est la présence d'inclusion de toutes tailles, principalement d'olivine et de clinopyroxène (b). Les orthopyroxènes, xénomorphes interstitiels, sont présents dans l'encaissant : proviennent-ils de la veine ou étaient-ils présents dans l'encaissant avant la formation de cette dernière? La microphotographie (LNA) en (b) présente les clinopyroxènes de forme arrondie qui sont présents dans les zones de dégénérescence des orthopyroxènes, associés aux phlogopites. De plus, ces zones sont associées à des traînées d'inclusions vitreuses et/ou fluides visibles dans la partie non dégénérée des orthopyroxènes (1).

L'assemblage (3) se compose de phlogopite et de clinopyroxène. En moyenne, les phlogopites ont une taille homogène qui n'excède pas le millimètre. Elles sont orangées, interstitielles ou en inclusions dans des orthopyroxènes. Des baguettes d'opaques microscopiques ($< 1 \mu\text{m}$) sont présentes le long des fins clivages des phlogopites ainsi que dans le verre adjacent. Les phlogopites ne forment pas de baguettes comme celles observées à Gobernador Gregores. Les clinopyroxènes sont de petite taille ($< 200\text{-}500\mu\text{m}$), de forme arrondie et inclus dans des orthopyroxènes et plus rarement dans des grenats (Figure VI-10b). Cet assemblage est associé à des orthopyroxènes digérés (démantelés) de l'assemblage (1).

Entre les phases minéralogiques, nous observons du verre contenant des spinelles automorphes, des baguettes d'olivine et de grenat. La formation de ce verre est soit liée à celles des couronnes kélyphitiques entourant les grenats, soit à celle de l'assemblage (3). Le découpage en 3 assemblages ne reflète pas obligatoirement des épisodes distincts de formation, mais il sert à éclaircir les relations entre toutes les phases minérales présentes dans un échantillon particulièrement complexe (Figure VI-8).

II-2. Xénolites à Spinelle (S)

Les xénolites à spinelle sont toutes anhydres à l'exception d'une harzburgite qui contient de l'amphibole. Les lherzolites à spinelle contiennent plus d'olivine (LS : 63 à 79 %) que n'en contiennent les lherzolites à spinelle et grenat (LSG : 61 à 66 %). Les proportions modales du clinopyroxène oscillent entre 5,6 % dans PM18-02 et 15 % dans PM18-41. Les proportions des deux pyroxènes varient de 20% (PM18-30) à 35% (PM18-41), comme dans les LSG (cf. annexe B, Tableau 2). La texture des lherzolites (LS_A) est de type équi-granulaire (Mercier et Nicolas, 1975) alors que celle des harzburgites (HS_A et HS_{HA}) est transitionnelle entre le type porphyroclastique et le type équi-granulaire. Les grains, souvent de grande taille, sont polygonaux mais fréquemment aux bords courbes. Il n'existe pas d'orientation préférentielle.

II-2.1. Péridotites S Anhydres (groupe S_A)

La suite de péridotites à spinelle anhydres se compose de huit lherzolites (PM18-02, PM18-30, PM18-33, PM18-41, PM18-37, PM18-40, PM18-35, PM18-49) et d'une harzburgite (PM18-43). Parmi les Lherzolites à Spinelle anhydres (LS_A), PM18-02, PM18-33 et PM18-47 ont des textures à grain particulièrement gros.

Les olivines, sub-automorphes à automorphes, mesurent en moyenne de 2 à 4 mm. Dans les LS_A à très gros grain, elles sont de taille supérieure à 5 mm, et peuvent mesurer localement jusqu'à 10 mm. Ces dernières, étant d'anciens porphyroclastes étirés, présentent des extinctions ondulantes et des sous-grains, alors que les plus petites olivines en sont généralement dépourvues et forment des jonctions triples à 120°. La forme des petites olivines est presque rectangulaire dans PM18-02, PM18-30 et PM18-37. Les porphyroclastes ont des bordures de grains curvilignes. Dans PM18-43, les olivines porphyroclastiques et automorphes présentent des traces de déformation intra-cristalline. Certaines olivines poecilites, incluent des grains arrondis d'orthopyroxènes.

Les orthopyroxènes ont des tailles variables (2 à 9 mm) dans un même échantillon et en général, supérieures à celles des olivines. Les plus grands cristaux (5-9 mm), de forme allongée, présentent des extinctions ondulantes et forment des jonctions triples à 120°. Les plus petits grains de 2 mm sont arrondis ou xénomorphes et interstitiels. Ces derniers s'éteignent conjointement lorsque nous tournons la platine du microscope en lumière analysée polarisée (LPA), ce qui suggère qu'ils représentent en fait un seul cristal. Dans PM18-30, les

plus grands orthopyroxènes sub-automorphes sont fortement fracturés alors que les plus petits (2-3 mm), qui sont les plus communs, sont sub-automorphes à automorphes et localisés aux jonctions des grains d'olivine. Ils sont finement clivés, avec des exsolutions de clinopyroxène dans PM18-33. De plus, certains englobent des olivines rondes et automorphes (1 mm). La lherzolite PM18-37, aux grains de plus petite taille, est formée d'orthopyroxènes de 2 mm, sub-automorphes aux limites courbes et formant des jonctions triples. Ils sont semblables en taille et en forme aux clinopyroxènes des lherzolites à spinelle et grenat. Les orthopyroxènes de la lherzolite PM18-49 (2-4 mm) sont pœcilitiques et contiennent des inclusions rondes d'olivine. Aucune trace de déformation n'est observée.

Le clinopyroxène est, avec le spinelle, la phase minérale la plus petite des péridotites. Ces deux minéraux mesurent en moyenne de 0,5 à 2 mm. Les clinopyroxènes sont sub-automorphes, sous forme de rectangles aux coins arrondis ou bien de triangles interstitiels entre les grains d'olivines polygonaux. Leurs bordures sont souvent curvilignes et forment parfois des jonctions triples. Ils sont semblables à ceux présents dans les lherzolites à spinelle et grenat. Ils sont fortement clivés dans PM18-41 et PM18-33. Dans ce dernier échantillon, les clivages contiennent des exsolutions de spinelle. Très nombreux dans PM18-41, les clinopyroxènes se distribuent de manière homogène dans l'échantillon. Ils renferment parfois des inclusions rondes d'olivine. Les clinopyroxènes de PM18-02, PM18-30 et PM18-41 présentent souvent une fine bordure spongieuse.

Les spinelles sont donc d'une taille comparable voire inférieure à celle des clinopyroxènes. De couleur brun foncé, le spinelle est soit sub-automorphe et inclus principalement dans les orthopyroxènes et les clinopyroxènes et plus rarement dans les olivines (PM18-43) soit xénomorphe et interstitiel. Les spinelles interstitiels sont parfois pœcilitiques, et dans ce cas englobent des grains arrondis d'olivine, de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Les spinelles interstitiels non-pœcilitiques mesurent en moyenne 1 mm, alors que les pœcilitiques (2-3 mm) atteignent 6 mm (PM18-41, PM18-30). Le spinelle a une bordure spongieuse lorsqu'il est en contact avec du clinopyroxène à bord nuageux. Dans PM18-33, le spinelle se présente sous forme de symplectites, semblables à celles observées à Praguaniyeu (PM8-B6, Figure IV-7a, c). Les spinelles sont rares dans PM18-37 et très rares dans PM18-40.

II-2.2. Harzburgite S Hydratée (groupe S_H)

La harzburgite PM18-47 a une texture à gros grains, intermédiaire entre porphyroclastique et équi-granulaire mosaïque. Elle se compose principalement de 81% d'olivine et de 15% d'orthopyroxène. Le clinopyroxène, le spinelle et l'amphibole ne constituent que 4% de cette harzburgite. Les olivines mesurent de 2 à 6 mm et sont sub-automorphes à automorphes avec quelques bordures curvilignes. Certains des plus grands grains d'olivine sont étirés et montrent des extinctions ondulantes alors que les plus petits grains sont automorphes et forment des jonctions triples à 120°. Les orthopyroxènes mesurent de 1 à 7 mm et se localisent à la jonction des grains d'olivine. Les deux plus grands cristaux d'orthopyroxène incluent des grains automorphes d'olivine, de clinopyroxène et de spinelle, et les plus petits orthopyroxènes, sub-automorphes, ont des bordures rectilignes ou curvilignes. Les spinelles sont de forme et de disposition identiques à celles des spinelles contenus dans les péridotites à spinelle anhydres, décrites dans le paragraphe ci-dessus. Les rares amphiboles sont de forme arrondie (<1%) et mesurent moins de 100µm. Elles sont parfois en inclusion dans les olivines ou bien dans des zones réactionnelles composées de verre, de clinopyroxènes, et d'olivine.

II-3. Synthèse pétrographique

Les enclaves mantelliques de Pali Aike peuvent être soit à spinelle, soit à spinelle et grenat. Aucune enclave mantellique à grenat seul n'a été observée. La suite ultramafique étudiée se compose principalement de lherzolites et des harzburgites. Les lithotypes pyroxénitiques sont représentés par une « veine » d'orthopyroxénite (PM18-01). Les amphiboles et les phlogopites sont présentes principalement dans les enclaves du faciès à spinelle et grenat puisqu'en effet une seule péridotite à spinelle contient de l'amphibole (cf. annexe B, Tableau 2). La texture la plus représentative du manteau du site de la Laguna Timones est de type équi-granulaire. Cependant, dans de rares échantillons, une texture porphyroclastique subsiste.

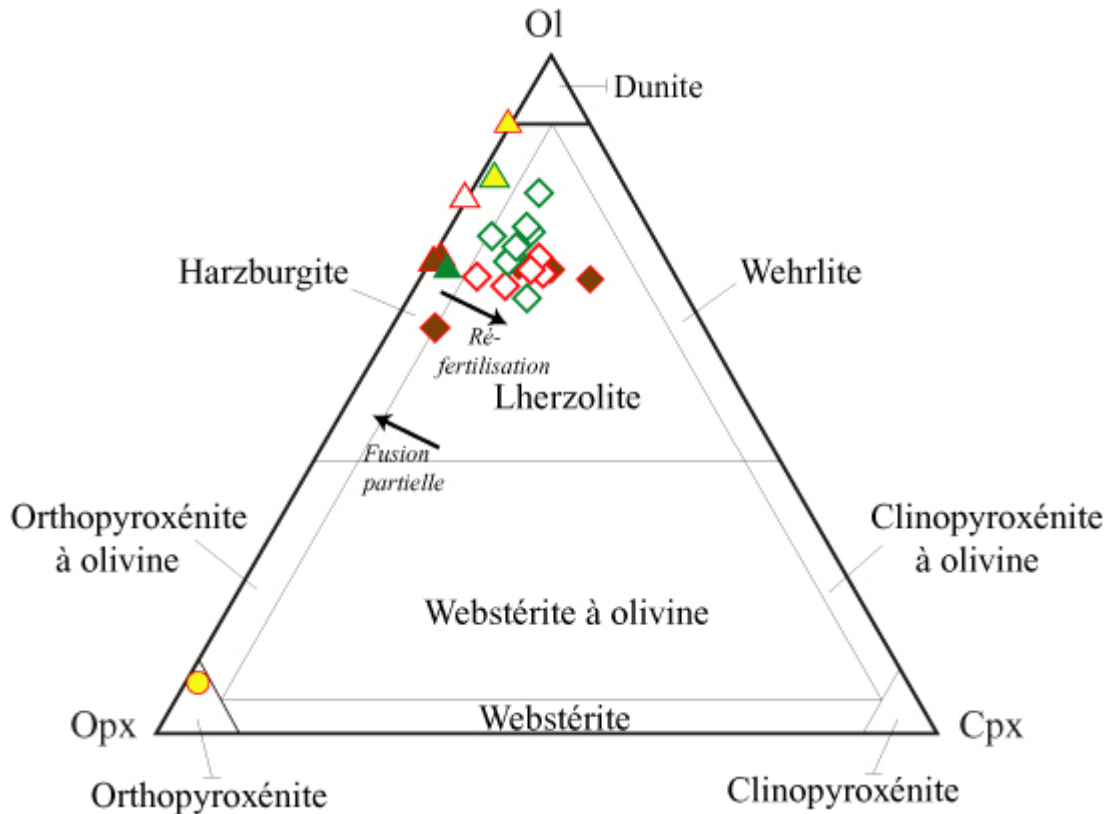


Figure VI-11 : Diagramme de Streickisen (1973) dans lequel est reporté les échantillons de la Laguna Timones (Pali Aike).

Le manteau de Pali Aike est connu pour l'association particulière du spinelle et du grenat. En effet, dans la plupart des échantillons, le spinelle se trouve au cœur de cristaux de grenat (Figure VI-2a, 3b et 6b). De plus, les spinelles sont extraordinaires par leur taille, car ils peuvent mesurer jusqu'à près de 8 mm de long (PM18-1), ce qui est exceptionnel dans des péridotites et pyroxénites du manteau supérieur. Souvent, un niveau fin ($<50\mu\text{m}$) composé de petits grains d'orthopyroxènes sépare le spinelle du grenat. Les grenats peuvent contenir des inclusions de pyroxène et/ou d'olivine, pouvant suggérer que leur croissance s'est faite aux dépens du spinelle et des pyroxènes suivant la réaction : $\text{sp} + \text{opx} + \text{cpx} \rightarrow \text{gt} + \text{ol}$ (MacGregor, 1974). Une couronne kélyphitique ($<100\mu\text{m}$) entoure systématiquement les grenats. Elle se compose de petits grains automorphes de clinopyroxènes, d'orthopyroxènes, de spinelles verts, l'ensemble étant piégé dans du verre. Cette couronne s'explique par la réaction inverse de déstabilisation du grenat : $\text{gt} + \text{ol} \rightarrow \text{sp} + \text{opx} + \text{cpx}$ (MacGregor, 1974). Cette couronne de déstabilisation du grenat est plus large au contact des phlogopites et des orthopyroxènes interstitiels (opx-2).

Certaines péridotites à amphibole et /ou phlogopite, du faciès à spinelle et à grenat, ont des orthopyroxènes interstitiels (opx-2) qui englobent principalement les clinopyroxènes, les opx-2 s'insinuant entre les grains (Figure VI-5, 6a et 7b). Ces opx-2 forment entre eux ou avec des opx-1 des textures « amiboïdes » dans lesquelles s'observent des inclusions rondes de clinopyroxène. Les péridotites anhydres des deux faciès en sont dépourvues. Lorsque le grenat est au contact de l'opx-2, il montre des évidences de déstabilisation plus importantes.

L'unique orthopyroxénite à spinelle et grenat se présente sous forme d'imprégnation à bord diffus dans une harzburgite riche en olivine. Elle est caractérisée par la superposition de plusieurs assemblages minéralogiques : (1) orthopyroxène, grenat, spinelle et olivine ; (2) orthopyroxène interstitiel (opx-2) ; (3) phlogopite et clinopyroxène.

III- Compositions chimiques des phases minérales

III-1. Éléments majeurs

Les compositions chimiques des cœurs et des bords des cristaux de toutes les phases minérales de Pali Aike sont identiques. Leurs compositions moyennes sont reportées en annexe (CD-ROM). Les péridotites à grenat et à spinelle sont nommées simplement « à grenat » pour plus de clarté dans le texte. La légende utilisée dans tous les diagrammes de chimie minérale des éléments majeurs et des éléments traces des enclaves mantelliques de la zone Sud de Patagonie est représentée sur la planche C (annexe).

III-1.1. Olivine

Les olivines des péridotites de Pali Aike, notamment celles contenues dans les enclaves à spinelle + grenat (« à grenat »), ont des teneurs élevées en NiO (0,25-0,6 %) et de hauts rapports Mg# [$\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{Tot}}) * 100$: 87,9-90,7]. Les olivines des péridotites à spinelle sont plus magnésiennes que celles des péridotites à grenat, plus spécialement celles contenant des phases hydratées.

Les olivines des péridotites à grenat anhydres (LSG_A) ont des Mg# compris entre 88,7 et 90,6, alors que celles des péridotites hydratées (LSG_H) ont des Mg# plus faibles variant de

87,9 pour la harzburgite à grenat et à amphibole (HSG_{HA}, PM18-17) à 89,1 pour la harzburgite à grenat et à phlogopite (HSG_{HP}, PM18-24).

Les olivines des péridotites à spinelle ont des Mg# semblables à ceux des olivines les moins magnésiennes des péridotites anhydres de Tres Lagos.

III-1.2. Orthopyroxène

Les orthopyroxènes sont des enstatites dans toutes les enclaves ultramafiques de Pali Aike.

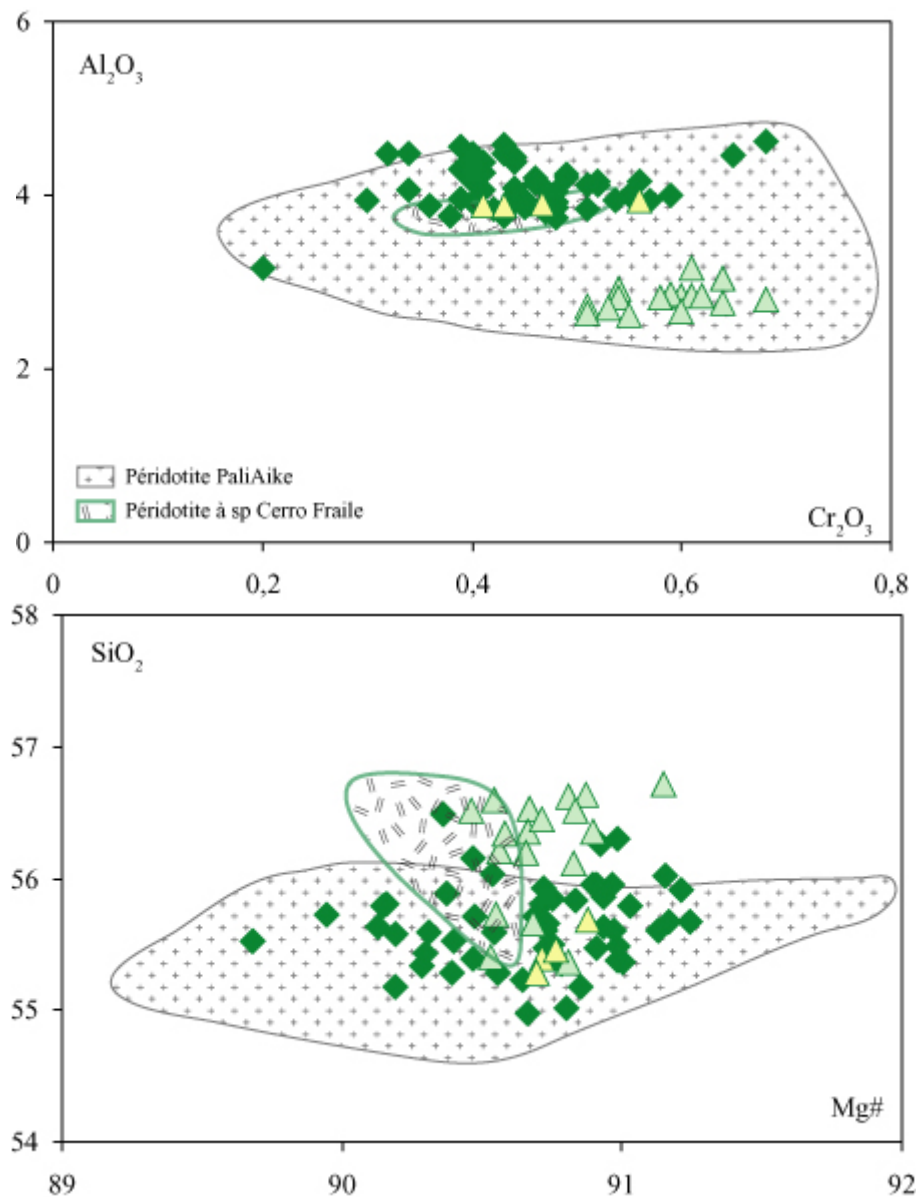


Figure VI-12 : Diagrammes Al_2O_3 vs Cr_2O_3 et SiO_2 vs Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{Tot}}) \times 100$] des orthopyroxènes des enclaves ultramafiques à spinelle de Pali Aike (PM18, Laguna Timones). Le champ cerclé de vert correspond aux orthopyroxènes de Cerro Fraile (Kilian *et al.*, 2002), situé à moins de 25 km de l'arc volcanique (~50°S). Le

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

champ contenant des croix représente les compositions des orthopyroxènes des péridotites de Pali Aike, d'après les études de Skewes et Stern (1979) et Kempton *et al.* (1999a).

Les opx des péridotites à spinelle sont à $En_{89,1-90}$. Les concentrations en SiO_2 (55,4-55,9 wt%) et Al_2O_3 (3,9-4,5 wt%) et le rapport $Mg\#$ ($[Mg / (Mg+Fe) \times 100]$; 90-91) des opx des lherzolites à spinelle sont homogènes et semblables à ceux des opx de la harzburgite à spinelle et à amphibole PM18-47 (Figure VI-12). Les opx de la harzburgite à spinelle anhydre PM18-43 sont légèrement plus siliceux (55,4-56,4 wt%) et moins alumineux (2,7-3,1 wt%, Figure VI-12). Leurs compositions sont semblables à celles des opx des enclaves mantelliques provenant de sites différents de la province de Pali Aike (Estancia Brazo Norte, Laguna de los Cisnes, etc...; Skewes et Stern, 1979; Kempton *et al.*, 1999a). Les enstatites des péridotites à spinelle de Cerro Fraile étudiés par Kilian et Stern (2002) ont des $Mg\#$ et des teneurs en Al_2O_3 et Cr_2O_3 similaires à celles des enstatites de la plupart des lherzolites à spinelle de Pali Aike, mais ont des teneurs en silice proches de celles des opx de la harzburgite PM18-43. Les enstatites de toutes les péridotites à spinelles sont peu titanifères ($TiO_2 < 0,15$ wt%).

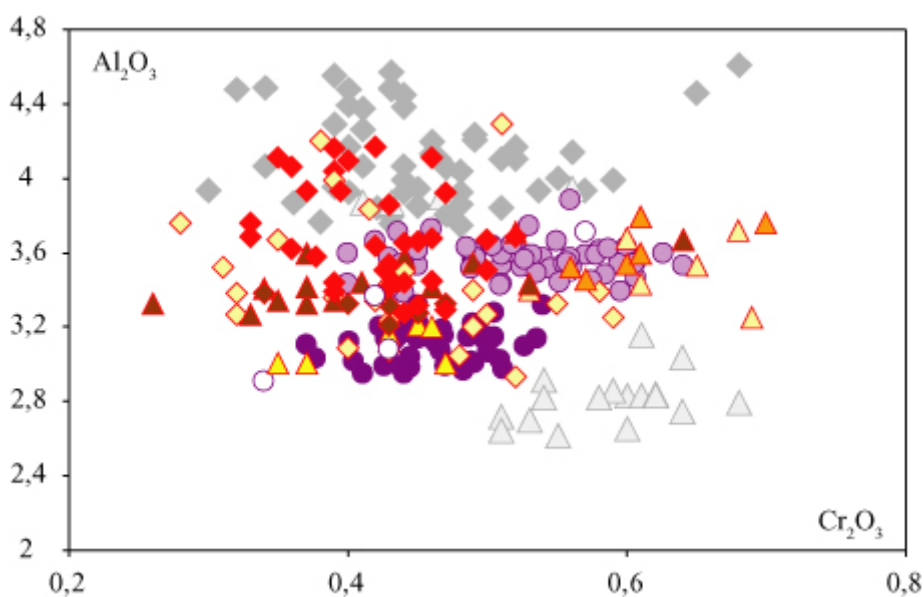


Figure VI-13 : Diagramme Al_2O_3 vs Cr_2O_3 des orthopyroxènes des enclaves ultramafiques à grenat de Pali Aike. Les symboles en gris correspondent aux compositions des orthopyroxènes des enclaves à spinelle présentées dans la Figure VI-12.

Les enstatites des péridotites à grenat anhydres ont des rapports $Mg\#$ compris entre 89,6 (PM18-16 et PM18-28) et 91,3 (PM18-29), comparables à ceux des péridotites à spinelle. Ceux de la harzburgite à grenat ont des rapports $Mg\#$ proches de 90. Parmi les péridotites à grenat hydratées, les opx des lherzolites à amphibole ont des $Mg\#$ plus

homogènes (90,1-90,8) que ceux des opx de la harzburgite à amphibole (89-90,8 dans PM18-17) et supérieurs à ceux des opx des péridotites à phlogopite (89-89,7 dans PM18-36 et PM18-24). Les opx des lherzolites anhydres à grenat (LSG_A) et des lherzolites à grenat et à amphibole (LSG_{HA}) sont peu titanifères (< 0,15 wt%), comme ceux des péridotites à spinelle (Figure VI-14), alors que ceux des harzburgites (HSG_A, HSG_{HP} ou HSG_{HA}) à grenats sont plus titanifères avec en moyenne 0,3 wt% de TiO₂.

Aucune corrélation nette entre Al₂O₃ et Cr₂O₃ ne s'observe pour les opx de toutes les péridotites étudiées (Figure VI-13).

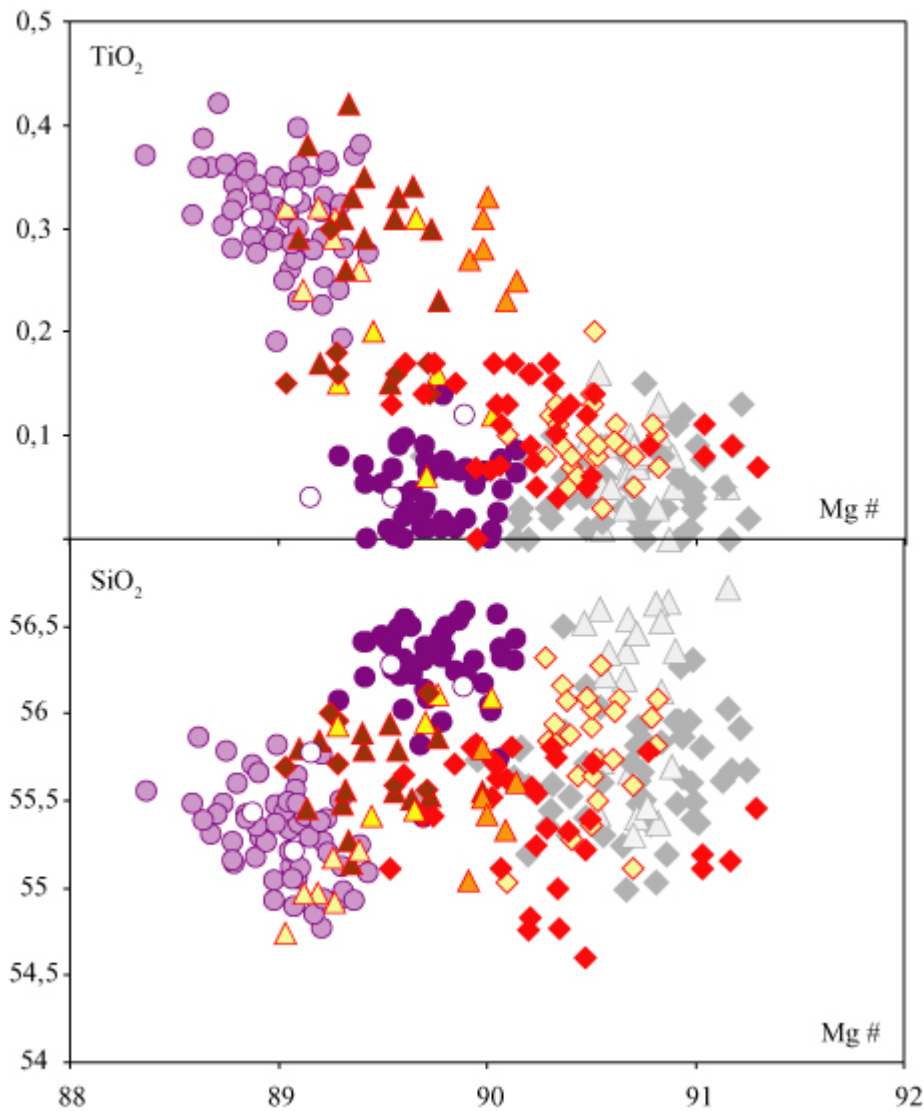


Figure VI-14: Diagramme TiO₂ et SiO₂ vs Mg# [$\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{Tot}}) * 100$] des orthopyroxènes des enclaves ultramafiques à grenat de Pali Aike. Les symboles en gris correspondent aux compositions des orthopyroxènes des enclaves à spinelle présentées dans la Figure VI-12.

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

La harzburgite PM18-17 contient deux types d'orthopyroxènes (voir Pétrographie) : les opx-1, sub-automorphes et fracturés, et les opx-2, xénomorphes et interstitiels (Figure VI-5). Les opx-1 sont plus magnésiens ($Mg\#$: 89,3-90,8) et plus siliceux (SiO_2 : 55,4-56,1 wt%) que les opx-2 ($Mg\#$: 89-89,3 et SiO_2 : 54,7-55,2 wt%). Les opx-1 sont également en moyenne moins titanifères (0,17 wt%) et moins chromifères (0,42 wt%) que les opx-2 (TiO_2 : 0,3 wt% et Cr_2O_3 : 0,63 wt%). Les différences de composition en alumine ne sont pas très nettes, mais l'opx-1 est légèrement moins alumineux (3,1 wt%) que l'opx-2 (3,5 wt%, Figure VI-19).

L'enclave composite PM18-01 contient plusieurs types d'opx (Voir Pétrographie) : des opx-1 sub-automorphes, des opx-1 « grignotés » (déstabilisés), des opx-2 plus ou moins interstitiels (amiboïdes) qui tous constituent la veine d'orthopyroxénite et des opx de l'encaissant harzburgitique (opx-e,-voir Pétrographie). Les opx-2 et les opx-1 « grignotés » ont des compositions identiques, donc je les nommerai tous deux opx-2 dans le texte pour plus de clarté.

Les opx-1 de la veine d'orthopyroxénite sont plus magnésiens ($Mg\#$: 89,3-90,1) que les opx-2 ($Mg\#$: 88,4-89,4). Les opx-e ont des rapports $Mg\#$ variables (88,9-89,9), similaires à la fois à ceux des opx-1 et à ceux des opx-2. Les opx-1 sont riches en silice (55,8-56,6 wt%), alumineux (2,9-3,3 wt%), chromifères (0,37-0,54 wt%) mais peu titanifères (0-0,14 wt%). Au contraire, les opx-2 sont moins siliceux (54,7-55,8 wt%), légèrement plus alumineux (3,4-3,9 wt%) et chromifères (0,4-0,64 wt%), et beaucoup plus titanifères (0,2-0,4 wt%) que les opx-1 (Figure VI-13, 14).

Les opx-1 de l'orthopyroxénite PM18-01 sont identiques aux opx-1 de la harzburgite PM18-17 alors que les opx-2 de PM18-01 sont identiques aux opx-2 (amiboïdes) de PM18-17 (Figure VI-13, 14).

Les opx de la harzburgite à phlogopite (PM18-24) sont similaires, en terme de titane, silice et alumine, aux opx-2 de PM18-01 et de PM18-17 (Figure VI-13, 14), mais leurs rapports $Mg\#$ sont légèrement supérieurs (89,1-89,8) et leurs teneurs en chrome plus variables et plus faibles (0,26-0,64 wt%). Ceux de la lherzolite à phlogopite et amphibole (PM18-36, LSG_{HAP}) sont tout aussi magnésiens, alumineux, siliceux et chromifères que ceux de PM18-24, mais moins titanifères (0,15-0,17 wt%).

Les orthopyroxènes des péridotites à spinelle et de la webstérite à grenat de Cerro Fraile (Stern et Kilian, 2002) sont magnésiens ($Mg\#$: 90-90,7) et de compositions similaires à ceux des opx des péridotites à spinelle de Pali Aike. Cependant, ils sont pauvres en titane (0,11-0,13 wt%).

III-1.3. Clinopyroxène

Aucune différence de composition significative ne s'observe entre le cœur et la bordure des cpx, à l'exception des bordures spongieuses observées dans certains échantillons (voir Pétrographie). Ces dernières sont enrichies en magnésium, calcium et chrome, mais appauvries en sodium et dans une moindre mesure en aluminium par rapport aux coeurs des grains. Ces bordures, interprétées comme le résultat d'un réchauffement lors de la prise en charge de l'enclave par la lave hôte (Carpenter *et al.*, 2002), ne sont pas prises en considération dans la suite de cette étude géochimique. Les abréviations utilisées sont rappelées dans le marque-page C.

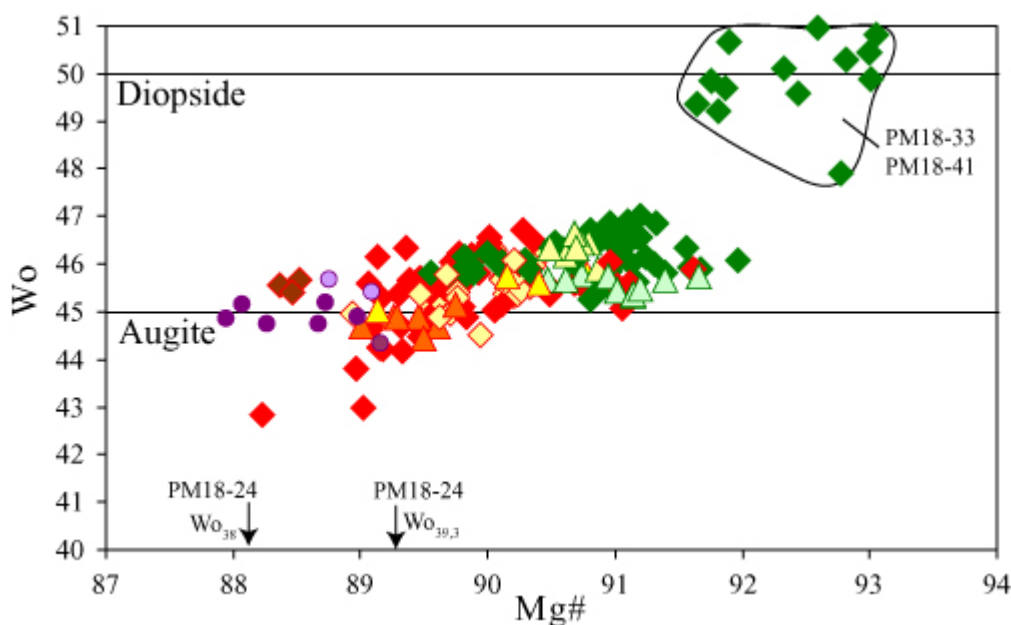


Figure VI-15 : Diagramme Wo $[Ca / (Ca + Fe_{Tot} + Mg) * 100]$ vs Mg# $[Mg / (Mg + Fe_{Tot}) * 100]$ des clinopyroxènes des enclaves de Cerro Clark et de Gobernador Gregores. Pour des Wo compris entre 45 et 50 %, les clinopyroxènes sont des diopsides, alors que ceux avec $Wo < 45\%$, sont des augites d'après la classification de Morimoto *et al.* (1988).

Les clinopyroxènes des péridotites à spinelle sont des diopsides avec des rapports Wo $[Ca / (Ca + Fe_{Tot} + Mg) * 100]$ variant de 45,3 dans PM18-37 et PM18-43 à 50,9 dans PM18-33 et PM18-41 (Figure VI-15).

Les clinopyroxènes de la plupart des péridotites à grenat et de l'orthopyroxénite sont également des diopsides mais caractérisés par de plus faibles teneurs en Wo (45-46,5). Les cpx de la lherzolite à grenat et amphibole (PM18-09, LSG_{HA}) ainsi que de la harzburgite anhydre (PM18-23, HSG_A) se situent quant à eux à la limite entre augite et diopside, avec des

Wo compris entre 44,5 et 45,4. Les cpx de la harzburgite à phlogopite (PM18-24, HSG_{HP}) avec des Wo de 38 à 39,3 sont des augites. Dans la lherzolite anhydre (PM18-28, LSG_A), un cpx secondaire (cpx-2) associé à des spinelles automorphes de petite taille, est une augite (Wo : 38,4-39,1), tandis que les autres cpx (cpx-1) de ce même échantillon sont également des augites mais plus calciques (Wo : 43-44,7). D'après la classification de Morimoto *et al.* (1988) et compte tenu de leurs rapports Wo compris entre 44,8 et 44,95, les clinopyroxènes inclus dans les opx ou dans les grenats de l'orthopyroxénite (composite PM18-01) sont des augites.

Les diopsides des péridotites à spinelle sont en moyenne plus magnésiens que ceux des péridotites à grenat. En effet, les rapports Mg# moyens des cpx des lithologies à spinelle sont compris entre 89,5 (PM18-30) et 93 (PM18-33), alors que ceux des cpx des lithologies à grenats sont compris entre 88 (PM18-01) et 91,6 (PM18-29).

Dans les diagrammes binaires (Figure VI-16), aucune corrélation négative claire dans le cas du sodium et de l'aluminium en fonction du Mg# ne s'observe pour les lithologies à grenat. Au contraire, dans le diagramme TiO₂ versus Mg#, une corrélation négative nette s'observe. Elle s'étend depuis un pôle magnésien (~91) pauvre en titane (<0,25 wt%), constitué par les diopsides des lherzolites à spinelle (PM18-37 et PM18-02) et de la lherzolite à grenat (PM18-29), jusqu'à un pôle plus ferreux (88-89) et titanifère (0,9-1,25 wt%), constitué par les cpx de la harzburgite anhydre à grenat (PM18-23) et ceux inclus dans les opx de l'orthopyroxénite (PM18-01).

Les diopsides de la plupart des LS_A (PM18-30, PM18-49, PM18-40 et PM18-41) et de la HS_{HA} (PM18-47) ont des teneurs en sodium comprises entre 1,6 et 1,9 wt%, pour une gamme de variation du Mg# s'étendant de 89,5 (PM18-30) à 92 (PM18-41). Les diopsides très magnésiens (Mg# ~ 92,3) de PM18-33 sont légèrement moins sodiques (1,3-1,6 wt%). Les cpx des autres LS_A (PM18-37 et PM18-02) et de la HS_A (PM18-43), pour un Mg# moyen de ~ 91,2, ont des concentrations en sodium plus variables (0,9-1,5 wt%) et inférieures aux précédentes (Figure VI-16).

Les cpx de la harzburgite à phlogopite (PM18-24, HSG_{HP}) avec des Wo de 38-39,3 sont des augites. Dans la lherzolite anhydre (PM18-28, LSG_A), un cpx secondaire (cpx-2) associé à des spinelles automorphes de petite taille est une augite (Wo : 38,4-39,1), tandis que les autres cpx (cpx-1) de ce même échantillon sont des augites mais plus calciques (Wo : 43-44,7). Les clinopyroxènes de l'orthopyroxénite (composite PM18-01), inclus dans les opx ou dans les grenats, ont des compositions intermédiaires entre diopside et augite. Au vu de leurs

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

rapports Wo compris entre 44,8 et 44,95, et d'après la classification de Morimoto *et al.* (1988), ce sont des augites.

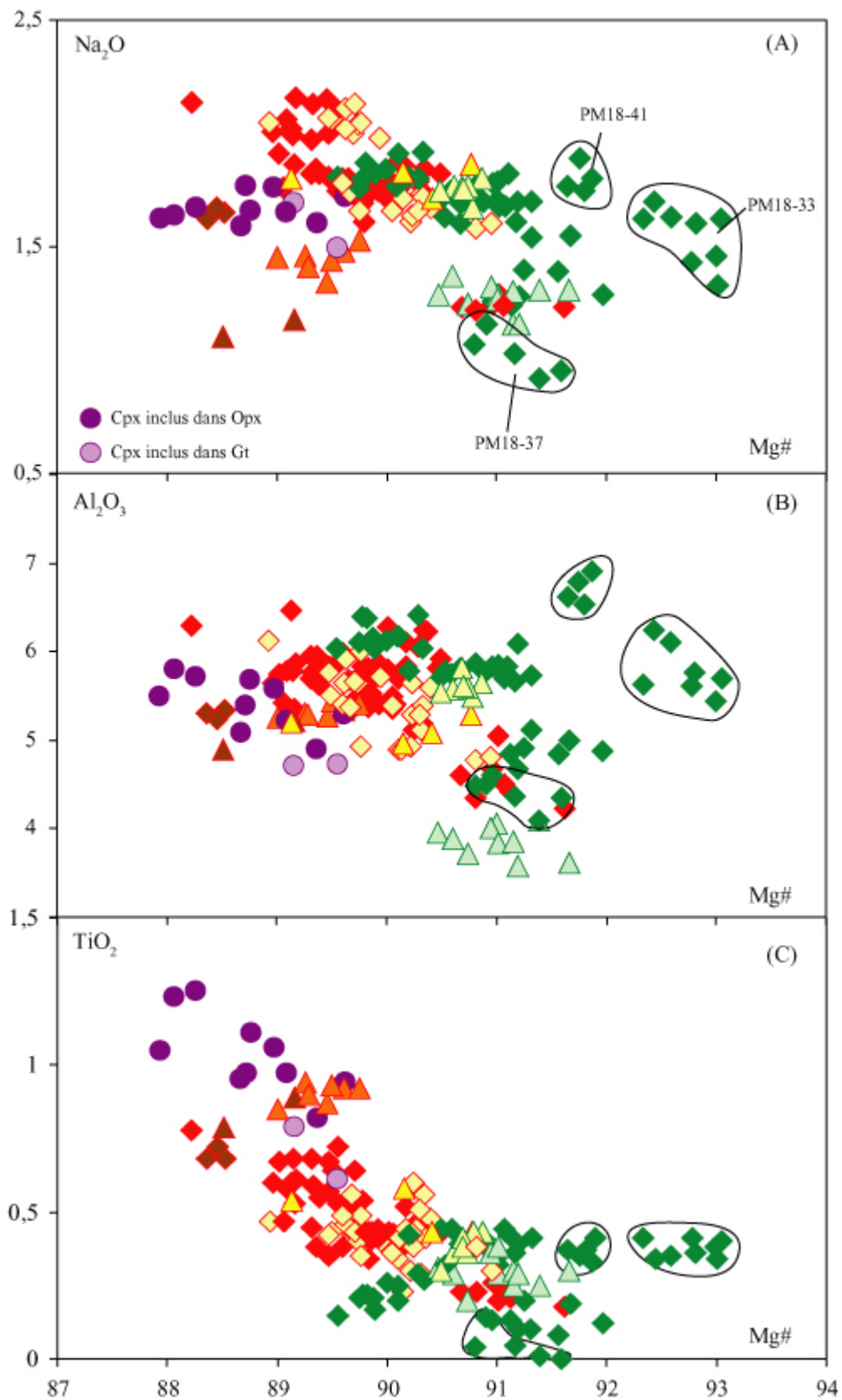


Figure VI-16 : Diagrammes binaires Na_2O , Al_2O_3 et TiO_2 vs Mg\# [$(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{FeTot})) \times 100$] des clinopyroxènes des enclaves ultramafiques de Pali Aike (PM18). Pour la légende, se reporter au marque-page C. Les ronds violet pâle correspondent aux cpx inclus dans du grenat alors que les ronds violet foncé représentent les cpx inclus dans les orthopyroxènes.

La même chose s'observe pour l'aluminium. En effet, les cpx riches en sodium le sont également en aluminium (5,5-6,9 wt%), à l'inverse des cpx moins sodiques qui sont aussi moins alumineux (Al_2O_3 : 3,6-5,1 wt%). Les cpx des harzburgites sont toujours les moins alumineux dans leurs séries respectives (riche en Na-Al ou pauvre en Na-Al).

Les cpx de la série riche en Na-Al ont des concentrations en titane variables (Figure VI-16), comprises entre 0,15 wt% et 0,4 wt%, alors que les cpx de la série pauvre en Na-Al ont des teneurs en titane plus faibles (0-0,2 wt%) dans le cas des LS_A , mais celles des cpx de la HS_A (0,2-0,4 wt% ; PM18-43) sont identiques à celles des cpx de la série riche en Na-Al.

Parmi les cpx des péridotites à grenat (SG), nous observons une corrélation entre un pôle magnésien (Mg\# : ~ 91, LSG_A , PM18-29) peu sodique (1,2 wt%) et peu alumineux (4,2-5 wt%), et un pôle plus ferreux (~89-90,5), plus riche en sodium (1,6-2,2 wt%) et en aluminium (4,9-6,5 wt%). Parmi ces cpx riches en Na-Al, ceux de PM18-28 et de PM18-09 sont les plus sodiques (~2 wt%). Ces derniers ne sont par contre pas plus alumineux mais ont des teneurs similaires en aluminium par rapport aux autres cpx riches en Na-Al, aussi bien des péridotites à grenat que des péridotites à spinelle (plateau de composition chimique, Figure VI-16). Ce type de comportement chimique a déjà été observé, notamment pour le sodium et l'aluminium, dans les clinopyroxènes des péridotites à spinelle de Gobernador Gregores (Chapitre V). Les cpx les moins magnésiens des LSG_A sont les plus riches en titane (0,35-0,72 wt%), alors que les plus magnésiens sont les plus pauvres en titane (< 0,3 wt%).

Les cpx des harzburgites PM18-23 (HSG_A) et PM18-24 (HSG_{HP}) sont relativement peu magnésiens (Mg\# : 88,5-89,7), mais contrairement à ceux riches en Na-Al des lherzolites à grenat, ils sont plus pauvres en sodium (1,1-1,5 wt%), légèrement moins alumineux (4,9-5,4 wt%) et enrichis en titane (0,8-0,94 wt%).

Les clinopyroxènes de la LSG_{HAP} (PM18-36) et de l'orthopyroxénite (PM18-01) sont relativement peu magnésiens (Mg\# : 87,9-89,4). Leur teneur moyenne en sodium est de 1,7 wt% et celle en aluminium est de 5,3 wt%, c'est-à-dire toutes deux identiques à celles des cpx riches en Na-Al des lithologies à spinelle et à grenat. Les concentrations en titane sont légèrement supérieures dans les cpx inclus dans les opx de PM18-01 (0,8-1,25 wt%) par rapport à celles des cpx inclus dans les grenats de PM18-01 et des cpx de PM18-36 (0,6-0,8

wt%). Ces enrichissements en TiO_2 sont en accord avec ceux observés dans les opx-2 des PM18-01 et PM18-24.

III-1.4. Spinnelle

Les spinelles de Pali Aike, toutes lithologies confondues, sont des chromites magnésiennes et alumineuses. Les spinelles des péridotites à spinelle sont en moyenne plus magnésiens que ceux des péridotites à grenats (Figure VI-17).

Les spinelles des lherzolites à spinelle ont des rapports Cr\# [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) \times 100$] variant de 10,8 (PM18-41) à 25 (PM18-37) pour des rapports Mg\# [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{Tot}}) \times 100$] compris entre 76,8 et 71,5. Les spinelles de la harzburgite à amphibole (HS_{HA} , PM18-47) ont des compositions semblables à celles des spinelles des LS_{A} (Mg\# : ~ 74 et Cr\# : ~ 19), alors que ceux de la harzburgite anhydre (HS_{A} , PM18-43) sont bien moins magnésiens (Mg\# : ~ 64) et plus chromifères (Cr\# : ~ 40).

Dans les péridotites à grenat, le spinelle (sp-1) est dans la plupart des cas en inclusion au cœur des grenats, mais aussi parfois en inclusion dans des pyroxènes. Des spinelles de petite taille, nommés sp-2, sont associés à des zones réactionnelles autour des amphiboles, des phlogopites et dans la couronne kelyphitique du grenat.

Les spinelles (sp-1) des LSG_{A} et LSG_{HA} ont des Cr\# qui augmentent de 19,1 à 31 alors que leurs Mg\# diminuent de 72,3 (PM18-45) à 64 (PM18-46 ; Figure VI-17). Les compositions les plus faibles en magnésium et les plus riches en chrome sont observées dans les spinelles de la HSG_{A} (PM18-23), de la HSG_{HA} (PM18-17), de la HSG_{HP} (PM18-24), de la LSG_{HAP} (PM18-36) et de l'orthopyroxénite (PM18-01). Nous notons que pour de tels spinelles, dont le Mg\# est inférieur à environ 65, le rapport Cr\# reste homogène et à peu près constant (29-33) alors que le Mg\# diminue (Figure VI-17).

Les spinelles inclus dans les grenats ont des rapports Cr\# supérieurs à 20, alors que ces mêmes rapports pour les spinelles inclus dans des orthopyroxènes avoisinent 13. Ce caractère plus chromifère est sans doute à relier au fait que l'aluminium est préférentiellement incorporé dans le grenat.

Les sp-2, automorphes et de petite taille, ont des rapports Mg\# élevés (74,2-77,3) et des rapports Cr\# bien plus bas (3,6-8) que ceux des sp-1 des mêmes échantillons. Ils sont en fait plus alumineux car ils correspondent aux produits de la déstabilisation des phases alumineuses et peu chromifères que sont le grenat (Al_2O_3 : ~ 22 wt % ; Cr_2O_3 : $\sim 1-1,7$ wt %),

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

l'amphibole (Al_2O_3 : ~ 14 wt % ; Cr_2O_3 : ~ 1,1-1,7 wt %) et la phlogopite (Al_2O_3 : ~ 16 wt % ; Cr_2O_3 : ~ 0,8-1,2 wt %).

Les spinelles des péridotites à spinelle et des péridotites à grenat des autres localités de Pali Aike (Skewes et Stern, 1979 ; Kempton *et al.*, 1999a) montrent une aussi grande variabilité de composition que celle présentée dans cette étude, avec des rapports Mg# compris entre 64,2 et 76,8 pour des Cr# variant de 11,3 à 56,1.

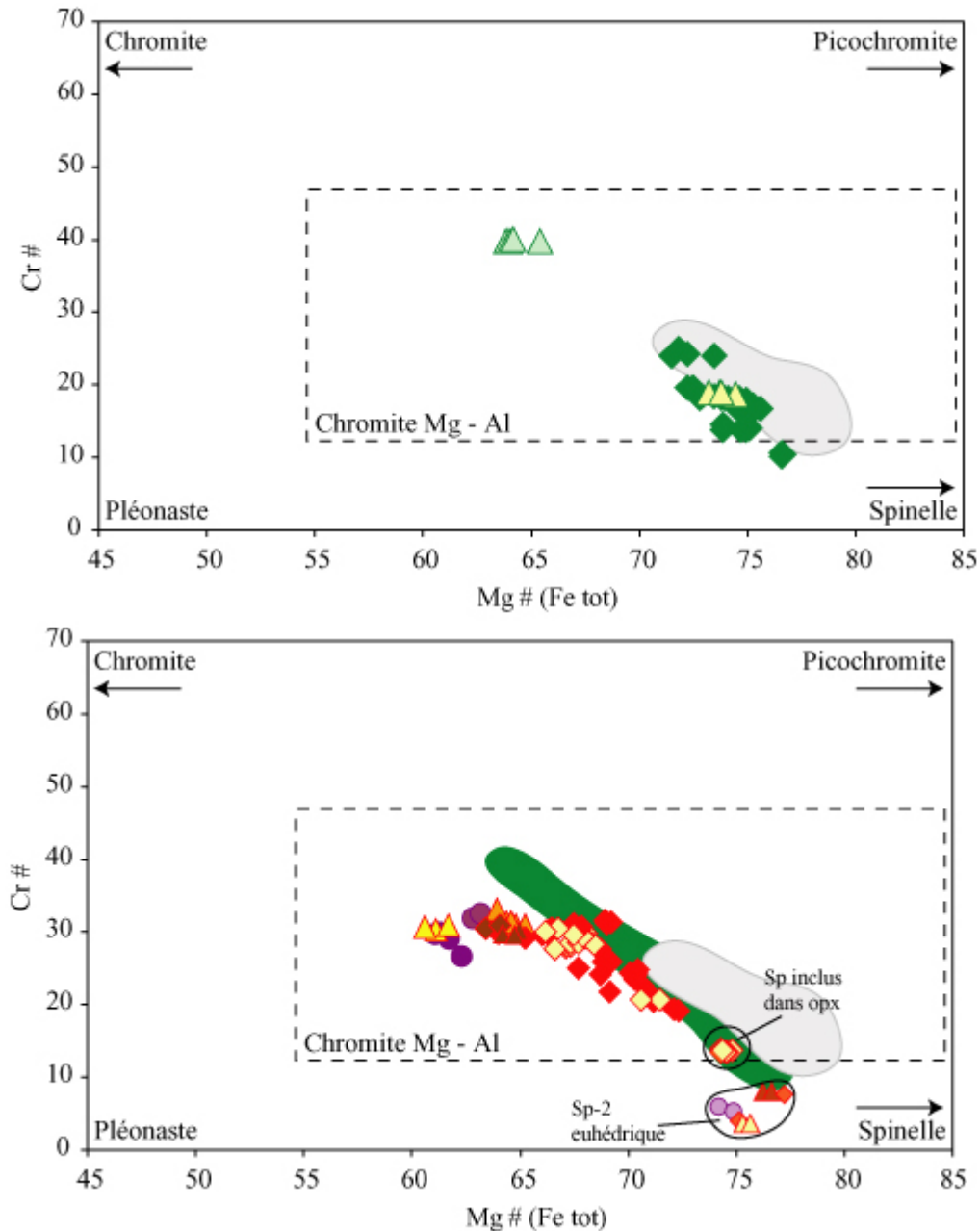


Figure VI-17: Diagramme Cr# [= Cr/ (Cr+Al)*100] vs Mg# [= Mg/ (Mg+Fe_{Tot})*100] des spinelles des péridotites à spinelle de Pali Aike (en haut) et des péridotites à grenat et de l'orthopyroxénite de Pali Aike (Laguna Timones, en bas). Le champ gris représente la composition des spinelles des péridotites anhydres de Tres Lagos. Le champ vert (en bas) représente les spinelles des péridotites à spinelle de Pali Aike (cette étude).

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Un complément de légende est fait la planche C (annexe). La nomenclature est de Haggerty (1981). Les sp-2 sont représentés par le symbole de leur roche, mais avec un cœur plus clair.

III-1.5. Grenat

Les grenats des péridotites à grenat anhydres et hydratées ont des teneurs élevées en MgO, relativement faibles en CaO et modérées en Cr₂O₃ (1 et 2 wt%). Ce sont des Cr-pyropes (Py_{70,2-72,5}).

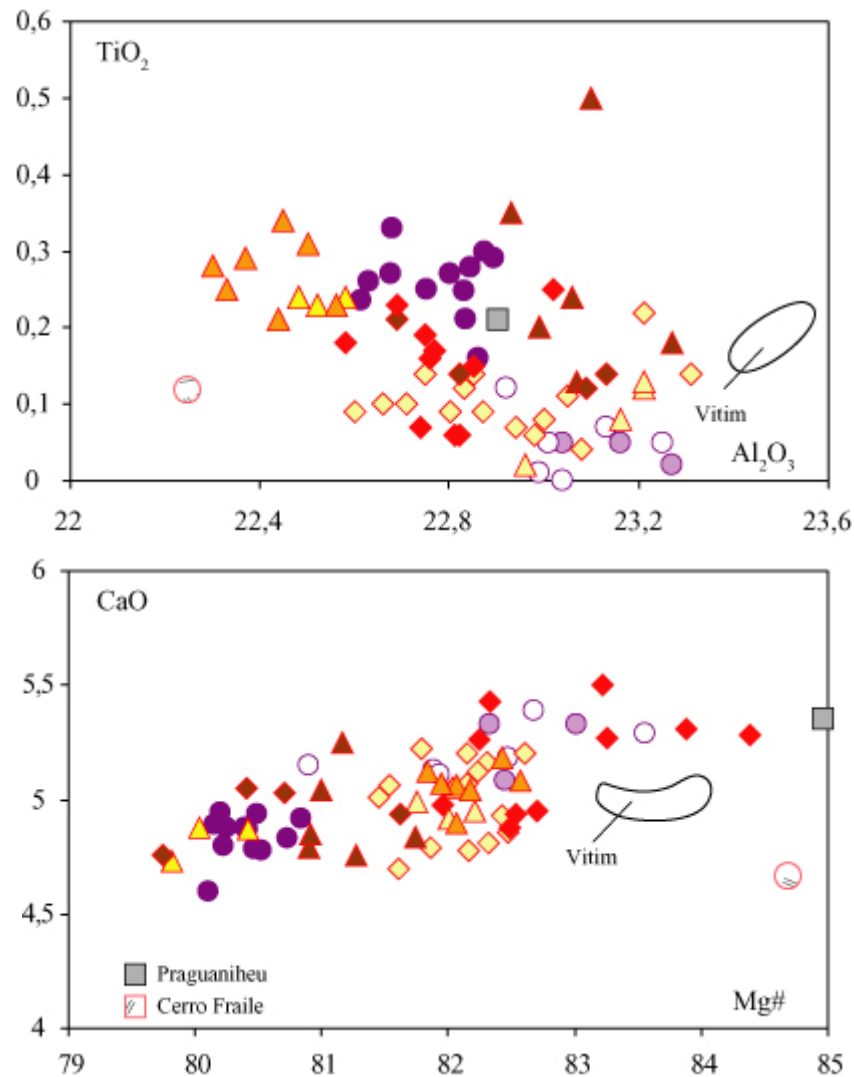


Figure VI-18 : Diagrammes TiO₂ vs Al₂O₃ et CaO vs Mg# des grenats des péridotites et de l'orthopyroxénite de Pali Aike. Le champ blanc cerclé de noir représente les grenats des péridotites de Vitim (Sud de la Sibérie, Ionov *et al.*, 2004), le carré gris correspond aux grenats d'un échantillon de Praguaniheu (Nord Patagonie, Plateau de Somoncure ; Bjerg *et al.*, 2005) et le champ bordé de rouge, correspond aux grenats d'une webstérite de Cerro Fraile (~50°S, à moins de 25 km de l'arc Andin ; Kilian et Stern, 2002). Un complément de légende est disponible sur la planche C (annexe).

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Les grenats contenant des spinelles en inclusion sont légèrement moins magnésiens, moins alumineux et plus chromifères que ceux qui en sont dépourvus. Par exemple, dans PM18-19, le grenat à inclusion de spinelle a un Mg# de 81,5, contient 22,7 wt % d'Al₂O₃ et 1,4 wt % de Cr₂O₃ alors que celui sans spinelle a un rapport Mg# de 82,2, des concentrations en Al₂O₃ et Cr₂O₃ respectivement de 23,1 wt % et de 1,1 wt %.

Certains grenats de la harzburgite à amphibole PM18-17 qui renferment des spinelles ont des compositions chimiques semblables aux grenats de l'orthopyroxénite (PM18-01). Ils ont les plus faibles rapports Mg# (80-80,4), de plus faibles teneurs en Al₂O₃ (22,5-22,7 wt%) et CaO (4,8-4,9 wt%) mais de plus fortes teneurs en TiO₂ (0,24-0,26 wt%). Les autres grenats de PM18-17, sans inclusion de spinelle, sont plus alumineux (23,1 wt%), dépourvus de titane (0,1 wt%) et ont un Mg# de 82. Ces derniers sont semblables à ceux des lherzolites à amphibole (Figure VI-18). Les grenats de PM18-01, à la limite entre veine et encaissant, sont dépourvus d'inclusions de spinelle. Ils ont des compositions semblables au second type de grenats de PM18-17, c'est à dire calciques (5,1-5,3 wt%), alumineux (23,1wt%), peu titanifères (0,02-0,08 wt%) et chromifères (1,14-1,2 wt%), pour des Mg# variant de 81,6 à 83.

Les grenats de la harzburgite anhydre PM18-23 sont particulièrement riches en chrome (1,7 wt%) et en titane (0,27 wt%, Figure VI-24). Les Mg# des pyropes des lithologies à phlogopite sont quant à eux compris entre 79,7 et 81,7.

Les variations de composition en fonction de la présence ou de l'absence de spinelle en inclusion dans le grenat semblent s'expliquer par des processus de partage des éléments tels que le titane, l'aluminium et le chrome entre ces deux phases minérales. Par exemple, le grenat sera plus alumineux lorsqu'il n'est pas en compétition avec le spinelle, minéral également susceptible d'incorporer l'aluminium. Cette compétition chimique ne peut cependant pas expliquer les variations en CaO des grenats puisque le spinelle ne contient pas de calcium.

Les grenats de Pali Aike sont différents des grenats de Praguaniyeu situé au Nord de la Patagonie (Bjerg *et al.*, 2005), de ceux de Cerro Fraile (Kilian et Stern, 2002) et de ceux de Vitim en Sibérie (Ionov *et al.*, 2004). Il faut toutefois noter que les données de la littérature sont peu nombreuses et que ceci peut expliquer au moins en partie les différences observées (Figure VI-18).

III-1.6. Amphibole

D'après la classification de Leake *et al.* (1997), toutes les amphiboles sont des amphiboles calciques, plus précisément des pargasites.

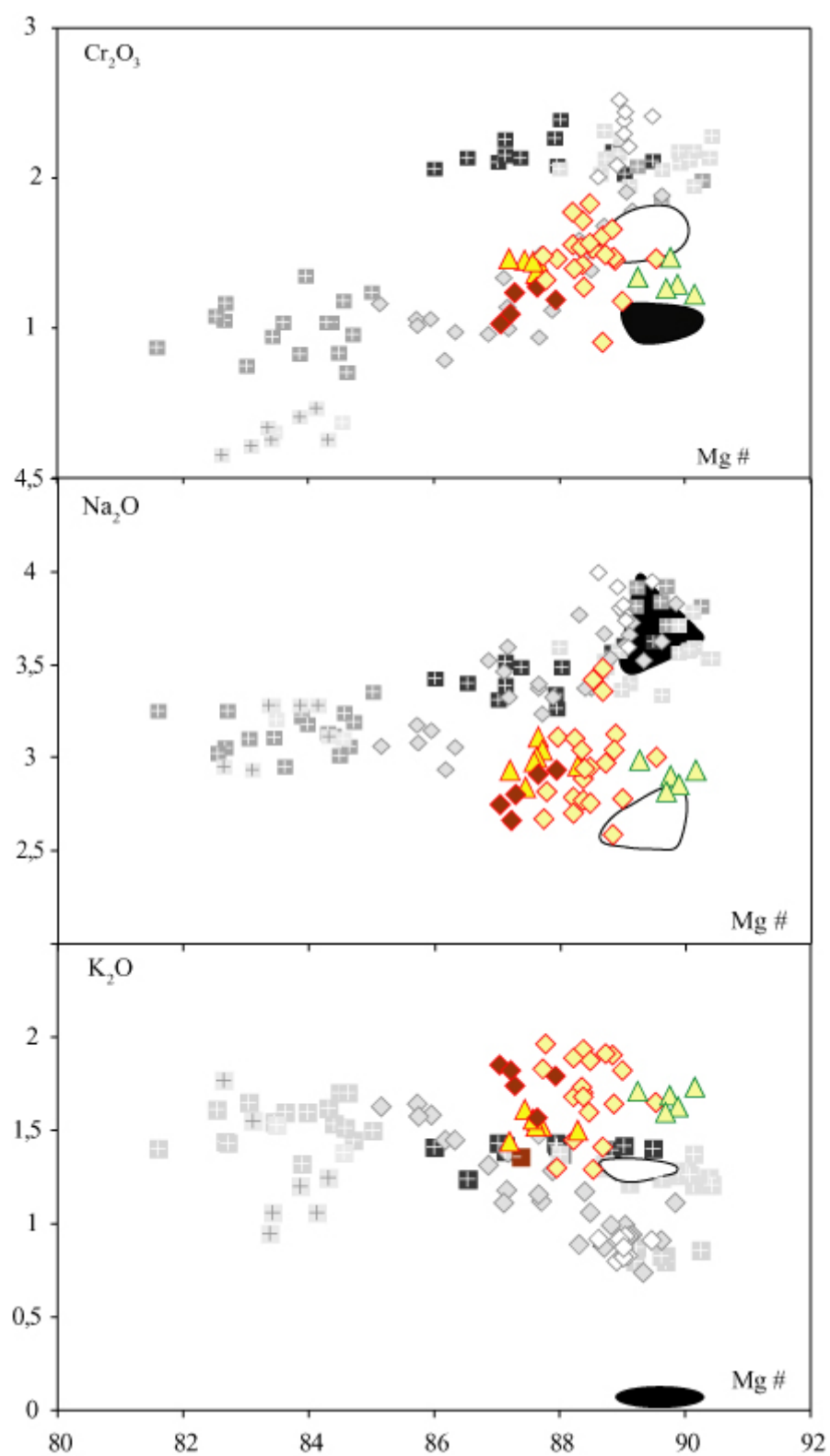
Les pargasites de la harzburgite à spinelle PM18-47 ont un rapport Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{Tot}}) \times 100$] moyen de 90 et des teneurs en SiO_2 variant de 43 à 43,7 wt%. Elles sont alumineuses (Al_2O_3 : ~ 14,4 wt%) mais peu titanifères (TiO_2 : 1,2-1,6 wt%). Ces pargasites ont des teneurs en titane et en aluminium identiques à celles de leurs équivalents dans les lherzolites à amphibole et à spinelle de Gobernador Gregores (PM23-47) et de Cerro Clark (PM24, Comm. Pers. Ntaflos ; Figure VI-19), mais sortent des corrélations mises en évidence pour les amphiboles de Gobernador Gregores. Elles sont moins chromifères, moins sodiques et plus potassiques que les pargasites de PM23-47 et de Cerro Clark pour un même Mg# (~90 ; Figure VI-19).

Les pargasites des lherzolites à grenat et amphibole de Pali Aike ont des rapports Mg# inférieurs (compris entre 87,8 pour PM18-11 et 89,5 pour PM18-19) à ceux des pargasites de la harzburgite à spinelle (PM18-47, HS_{HA}). Celles de la harzburgite à amphibole (PM18-17, HSG_{HA}) et de la lherzolute à amphibole et phlogopite (PM18-36, LSG_{HAP}) sont encore moins magnésiennes (Mg# : 87,2-88,2).

Dans le diagramme TiO_2 vs Al_2O_3 , les compositions des pargasites de Pali Aike sont corrélées négativement, puisque les teneurs en titane augmentent lorsque celles en aluminium diminuent.

Les pargasites des péridotites à grenat de Pali Aike s'alignent sur le trend défini dans le champ Cr_2O_3 -Mg# par les amphiboles des péridotites de Gobernador Gregores. Elles sont cependant moins sodiques (3,4 wt% dans PM18-09 et 2,6 wt% dans PM18-13), mais plus potassiques (1,3 wt% dans PM18-09 et 2 wt% dans PM18-11 et PM18-13) que ces dernières pour une gamme de Mg# similaire (Figure VI-19).

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)



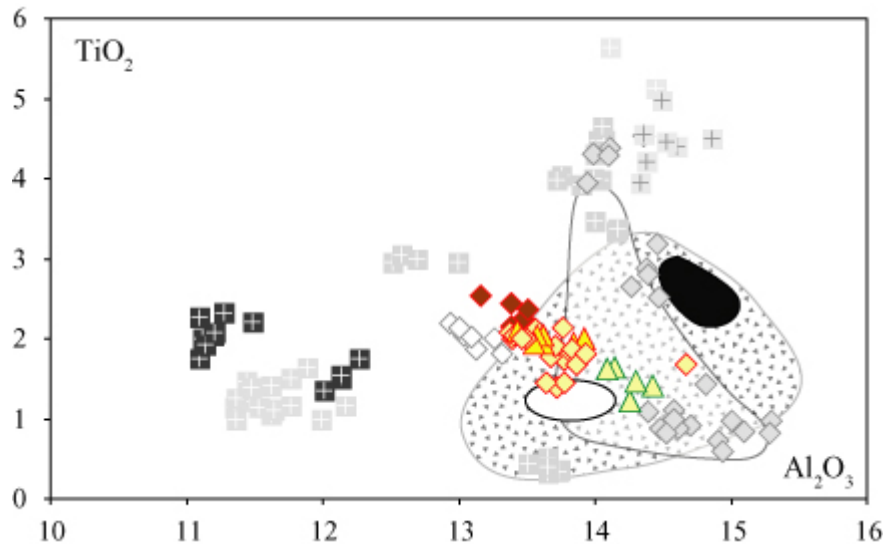


Figure VI-19: Diagrammes binaires TiO_2 vs Al_2O_3 et Cr_2O_3 , Na_2O et K_2O vs Mg\# [$(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{FeTot})) \times 100$] des amphiboles des péridotites de Pali Aike. Les symboles en gris représentent les compositions des amphiboles des lherzolites (triangles) et des wehrlites (croix + carrés) de Gobernador Gregores (voir Chapitre V). Le champ noir plein correspond aux amphiboles d'une lherzolite à spinelle contenant des amphiboles disséminées de Cerro Clark (PM24, Comm. Pers. Ntaflos) et le champ noir vide illustre les amphiboles d'une lherzolite à spinelle de Cerro el Mojon, de la zone Nord Patagonienne (CM, PM4-C2, Mallmann, 1998).

III-1.7. Phlogopite

Les phlogopites de la harzburgite à phlogopite PM18-24 sont relativement peu magnésiennes (Mg\# : 87,2-88,4), comme celles de l'orthopyroxénite PM18-01 (86,6-88,5), alors que celles de la lherzolite à phlogopite et à amphibole PM18-36 ont des rapports Mg\# plus élevés (89,5-89,9). Les rapports Mg\# élevés de ces dernières sont semblables à ceux des phlogopites des lherzolites à phlogopite de Gobernador Gregores (Figure VI-20).

Les teneurs en Al_2O_3 (15,4-16,6 wt%), des phlogopites sont homogènes, indépendamment de la lithologie. Les phlogopites peu magnésiennes de PM18-24 et de PM18-01 sont riches en titane (TiO_2 : 4,7-6,9 wt%), alors que celles de PM18-36 sont plus pauvres en titane (2,9-3,3 wt%). La corrélation négative entre le titane et le chrome (diminution du titane lorsque le chrome augmente), observée pour les phlogopites de Gobernador Gregores, ne s'observe pas pour les phlogopites de Pali Aike (Figure VI-20). En effet, les concentrations en Cr_2O_3 des phlogopites riches en titane de PM18-24 et celles des phlogopites plus pauvres en titane de PM18-36 sont identiques (0,75-1 wt%). Les phlogopites de PM18-01 sont quant à elles légèrement plus chromifères (0,9-1,4 wt%).

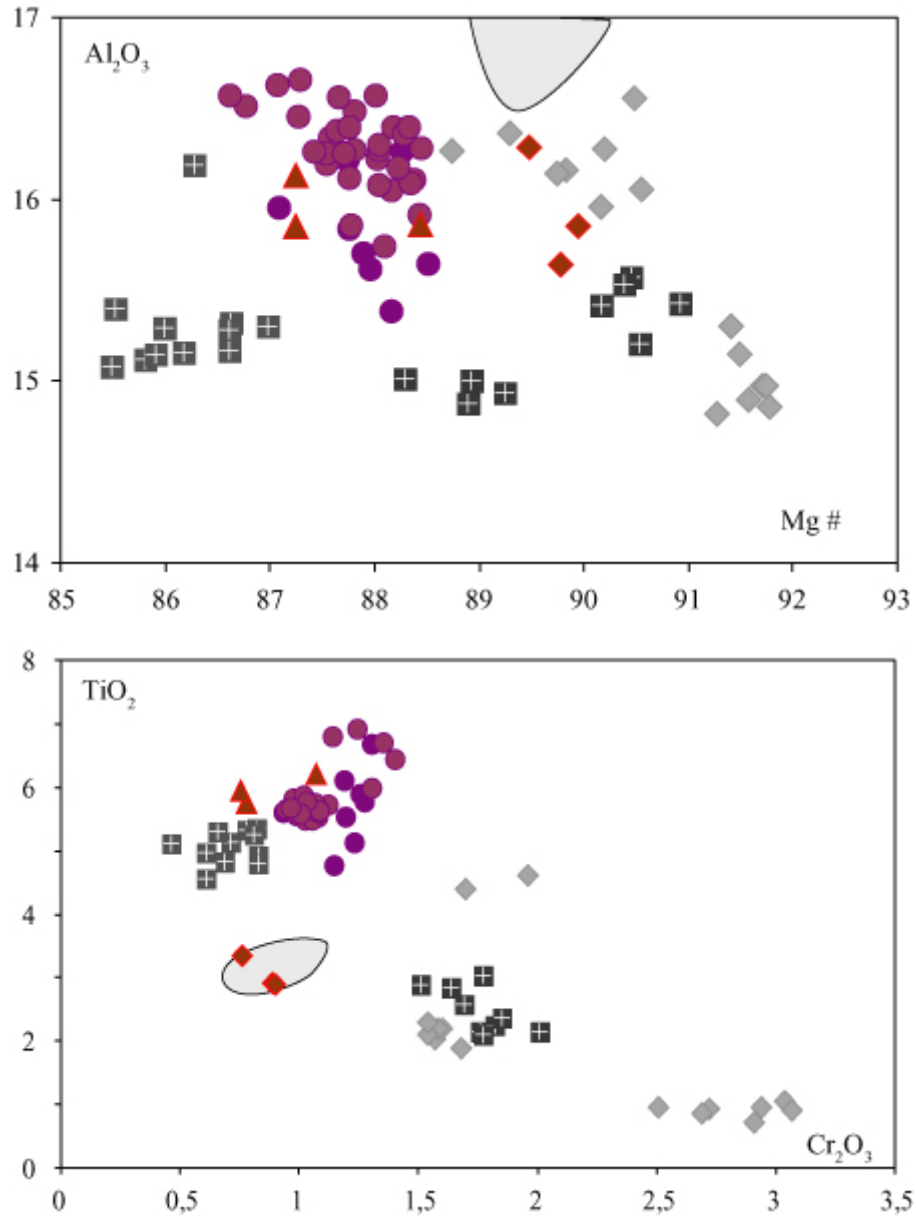


Figure VI-20: Diagrammes binaires Al_2O_3 vs Mg\# [$(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{FeTot})) \times 100$] et TiO_2 vs Cr_2O_3 des phlogopites de la lherzolite PM18-36 (losange), de la harzburgite PM18-24 (triangle) et de l'orthopyroxénite PM18-01 (rond) de Pali Aike. Le champ gris correspond aux phlogopites des péridotites de Cerro Rio Chubut de la zone Nord Patagonienne (PM10, voir Chapitre IV) et les symboles gris représentent les phlogopites des péridotites de Gobernador Gregores (PM23, voir Chapitre V).

Les phlogopites les moins magnésiennes de Pali Aike sont plus titanifères que celles de la wehrlite à phlogopite de Gobernador Gregores (PM23-43). Nous notons également que les phlogopites de PM18-36 ont des rapports Mg\# et des teneurs en titane et en chrome identiques à celles des phlogopites des enclaves mantelliques de Cerro Rio Chubut (PM10, sud de la Zone Nord Patagonienne, Figure VI-20).

Les phlogopites de cette étude sont aussi titanifères que celles de Campo Picana (~70°W à l'est de la Laguna Timones, dans la province de Pali Aike), étudiées par Kempton *et al.* (1999). Par contre, aucune phlogopite de la Laguna Timones ne présente d'aussi faibles teneurs en TiO₂ que celles très pauvres en titane (<1wt %) de Stern *et al.* (1986).

III-2 Eléments traces dans les minéraux (AL-ICP-MS)

III-2.1. Clinopyroxène

III-2.1.1. Les péridotites à spinelle

Les spectres de terres rares (REE) des clinopyroxènes des harzburgites à spinelle anhydres et des harzburgites à amphibole sont homogènes et semblables en termes de forme et de niveaux de concentration (Figure VI-21A). Ils sont de forme convexe puisqu'ils présentent un enrichissement en MREE par rapport aux LREE et aux HREE (La_N/Yb_N : 1,5-2,9; La_N/Sm_N : 0,5-0,7; Sm_N/Yb_N : 3,1-3,9). Ces spectres montrent également un fractionnement entre les HREE (Ho_N/Lu_N : 1,7-2,4).

Les cpx des lherzolites à spinelle ont des spectres et des abondances en HREE variables (Figure VI-27B). En se basant sur les concentrations en HREE, nous distinguons trois groupes de cpx :

- (i) les cpx de PM18-33 et PM18-41, riches en HREE (Dy à Lu), avec des abondances de 11 à 13 fois celles des chondrites (CI, McDonough et Sun, 1995) ;
- (ii) les cpx de PM18-02, PM18-35, PM18-40 et PM18-49, intermédiaires, avec des concentrations de 6,8 à 9,5 fois celles des chondrites ;
- (iii) les cpx de PM18-30 et PM18-37, pauvres en HREE, avec des abondances inférieures à 5 fois celles des chondrites.

Les cpx « riches en HREE » ont des spectres fortement appauvris en LREE par rapport aux MREE et HREE (La_N/Yb_N : 0,3-0,4 ; La_N/Sm_N : 0,3-0,7; Sm_N/Yb_N : 0,6-0,9). Le spectre des cpx de PM18-41 a une forme dite « en cuillère » avec une légère remontée au niveau du La, Ce et Pr, alors que celui des cpx de PM18-33 ne montre pas cet enrichissement.

Les cpx « intermédiaires en HREE » ont des spectres de formes semblables et des teneurs homogènes. Ces spectres sont légèrement pentus entre les HREE et les MREE

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

($\text{Sm}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 1,37-1,39), alors qu'ils sont enrichis en Ce, Pr et Nd par rapport au La et aux MREE et HREE ($\text{Nd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 1,6-1,9 ; $\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N}$: 0,65-0,9).

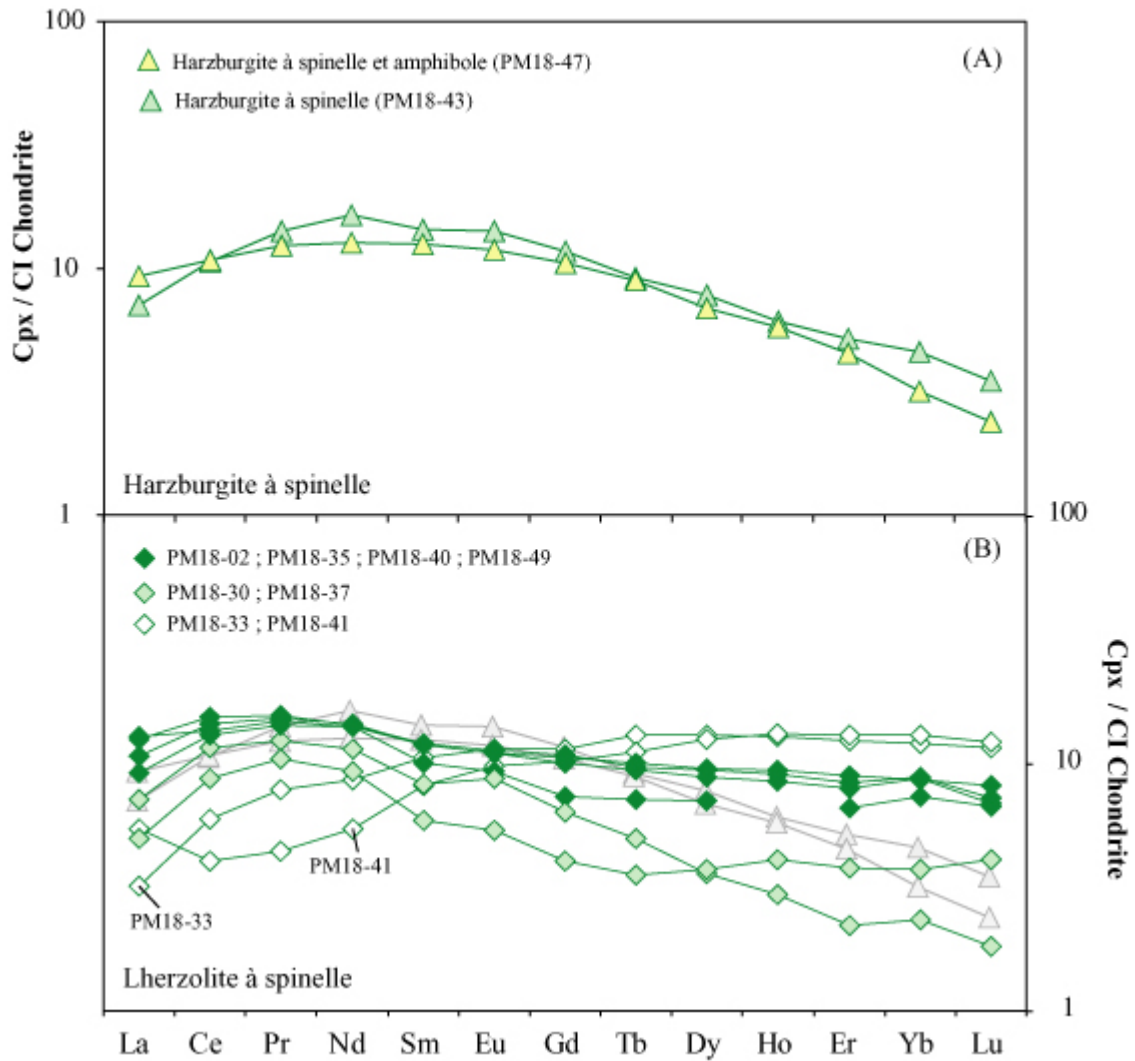


Figure VI-21 : Diagrammes des terres rares (REE) des clinopyroxènes des péridotites à spinelle de Pali Aike. En (A), les spectres sont ceux des clinopyroxènes de la harzburgite anhydre (HS_A , PM18-43) et de la harzburgite à amphibole (HS_HA , PM18-47). En (B), les spectres correspondent aux cpx des lherzolites à spinelle anhydres de Pali Aike. La variation de couleur des losanges est faite pour montrer clairement les trois types de spectres différents observés. Les spectres en gris clairs sont ceux des cpx présentés en (A). La normalisation est faite aux chondrites CI de Mc Donough et Sun (1995).

Les cpx « pauvres en HREE » ont des spectres de forme proche de ceux des cpx des harzburgites (type convexe). Ils ont des concentrations en LREE et un enrichissement en Ce, Pr et Nd comparable à ceux des cpx « intermédiaires en HREE » ($\text{Nd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 2,5-4,9 ; $\text{La}_\text{N}/\text{Nd}_\text{N}$: 0,5-0,6) mais ils sont appauvris en HREE ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$: 1,3-3 ; $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$: 0,85-0,9 ;

Sm_N/Yb_N : 1,6-3,5). Le spectre des cpx de PM18-30 présente un fractionnement des HREE (Ho_N/Lu_N : 1,6), comme les spectres des cpx des harzburgites à spinelle, alors que les cpx de PM18-37 ne présentent pas un tel fractionnement (Ho_N/Lu_N : 1).

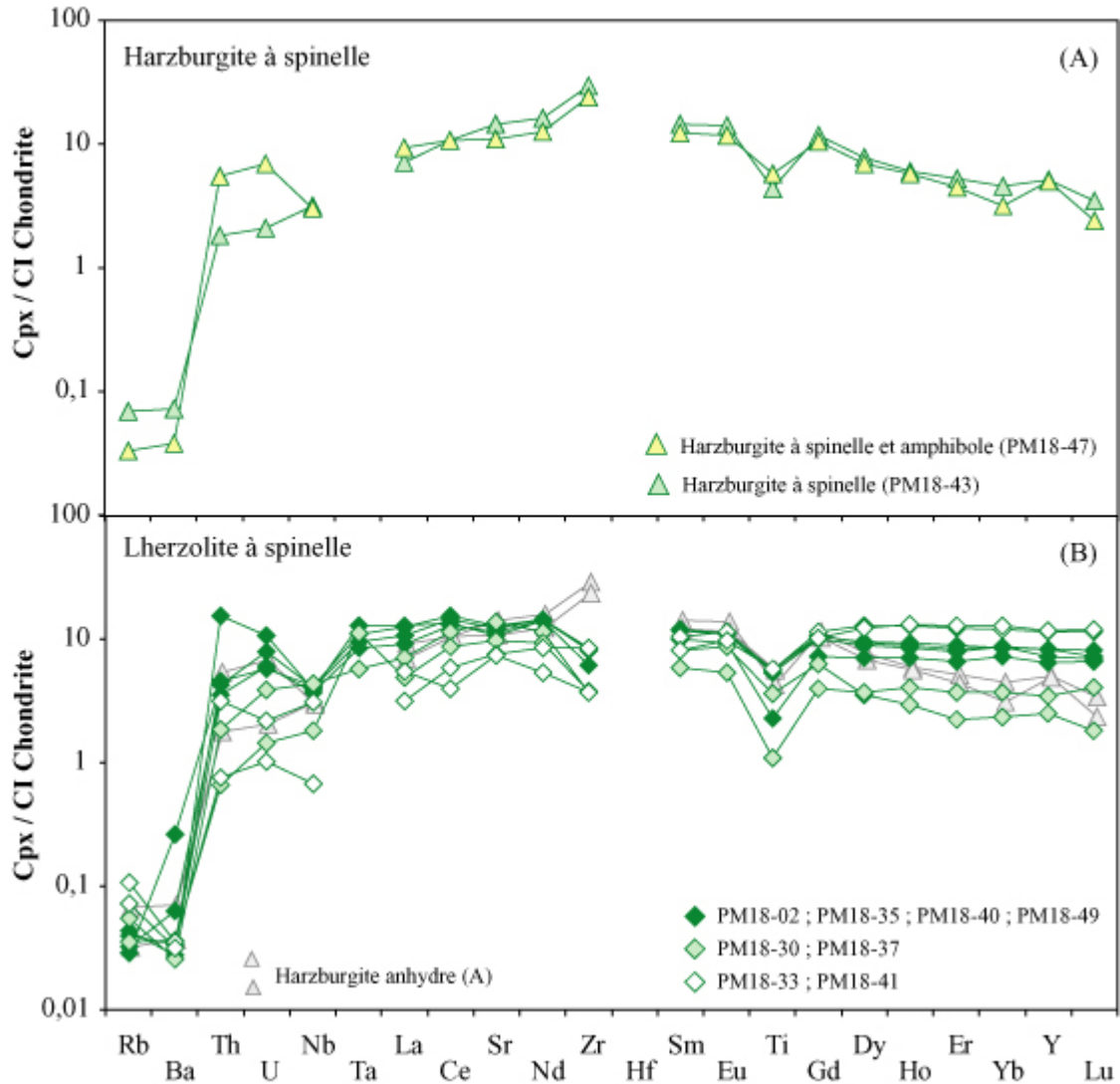


Figure VI-22: Diagrammes étendus des éléments traces des clinopyroxènes des péridotites à spinelle de Pali Aike. La normalisation est faite aux CI chondrites de McDonough et Sun (1995). Le complément de légende est disponible en Figure V-16.

Les spectres d'éléments traces des cpx des harzburgites à spinelle montrent des anomalies négatives en Ti et Ba (Figure V-22A). En plus de ces anomalies, les cpx de la HS_{HA} ont une anomalie négative en Nb et un léger enrichissement en Th et U (Th_N : 5,5; U_N : 6,8). Les spectres des cpx des deux harzburgites montrent une anomalie positive en Zr (et Hf ?).

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Les cpx des LS_A (Figure V-22B) ont des spectres d'éléments traces montrant des anomalies négatives en Ti, Zr (Hf ?) et Nb. Les cpx « pauvres en HREE » sont dépourvus de cette anomalie négative en Nb. Les cpx des LS_A « riches en HREE » PM18-33 et PM18-40 sont les plus appauvris en Th, U, Nb, La, Ce, Sr, Nd et Zr.

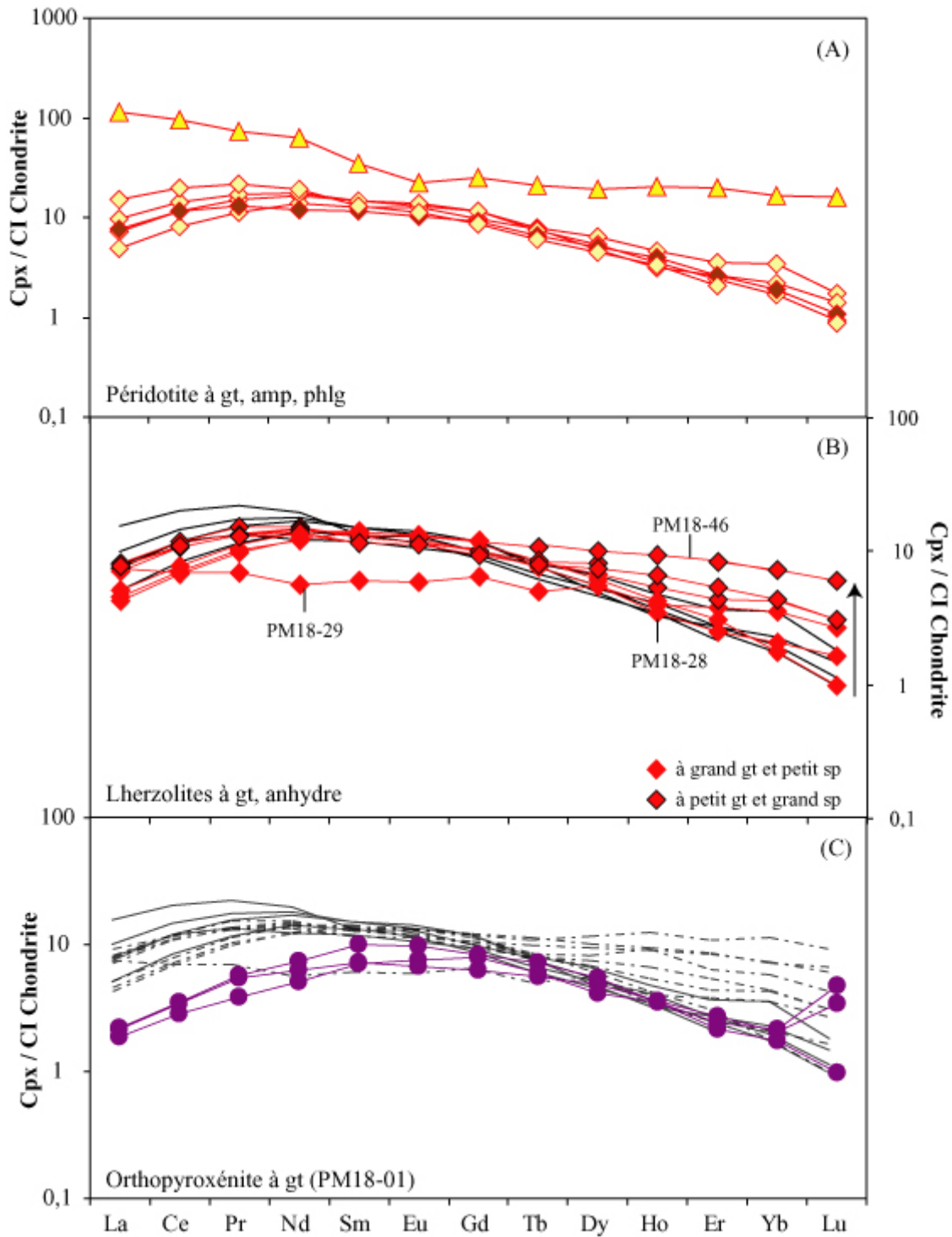


Figure VI-23: Diagrammes des terres rares (REE) des clinopyroxènes des périodotites à spinelle et à grenat de Pali Aike (nommé « à grenat »). En (A), les spectres sont ceux des clinopyroxènes des périodotites contenant des

phases hydroxylées. Les symboles sont remplis de jaune lorsque l'amphibole est présente, et de brun, lorsqu'il y a à la fois de l'amphibole et de la phlogopite. En (B), les spectres correspondent aux cpx des lherzolites anhydres à grenat de Pali Aike. Les spectres en noir sont ceux des cpx des lherzolites présentés en (A). En (C), les spectres sont ceux de l'orthopyroxénite PM18-01. Les spectres en pointillés noirs sont ceux des cpx des lherzolites présentés en (B). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995). Le complément de légende est disponible en Figure V-16. Les enrichissements en Lu par rapport à Yb dans le diagramme (C) est d'ordre analytique.

IV-2.1.2. Les péridotites à spinelle et à grenat (« à grenat »)

Les clinopyroxènes des lherzolites hydratées à grenat (LSG_{HA} et LSG_{HAP}) ont des spectres de terres rares homogènes et de forme convexe (Figure VI-29A). Ils sont enrichis en MREE par rapport aux HREE (Sm_N/Yb_N : 4,3-8,7) et aux LREE (La_N/Sm_N : 0,4-0,67). Seuls les cpx de PM18-11 sont légèrement enrichis en LREE par rapport aux MREE (spectre de type enrichi en LREE ; La_N/Sm_N : 1,1). Nous notons également dans tous ces cpx un fractionnement entre les HREE (Ho_N/Lu_N : 2,2-3,9).

Les cpx de la harzburgite hydratée à grenat (HSG_{HA} ; PM18-47) ont des spectres de terres rares atypiques par rapport à ceux des LSG_{HA} et LSG_{HAP} (Figure VI-23A). En effet, leurs spectres sont à peu près plats depuis les MREE jusqu'aux HREE (Eu à Lu; Eu_N/Yb_N : 1,3) mais montrent un enrichissement en LREE (La_N/Sm_N : 3,2; La_N/Yb_N : 6,9).

Les cpx des lherzolites anhydres à grenat (LSG_A) ont des spectres de forme homogène pour les LREE et les MREE (de La à Gd), à l'exception de ceux de PM18-29 (Figure VI-23B). En ce qui concerne les HREE, par contre, nous notons une large gamme de variation des teneurs, semblable à ce que nous avons observé pour les cpx des LS_A (Figure VI-21B). Les cpx de toutes les LSG_A (PM18-16, PM18-28, PM18-44 et PM18-46) montrent des fractionnements entre HREE plus ou moins importants (de Dy à Lu ; Ho_N/Lu_N : 1,5-4,4) et comparables à ceux observés dans les LSG_{HA} et LSG_{HAP} . Le spectre de la LSG_A PM18-29 est caractérisé, quand à lui, par une forme presque plate des LREE aux MREE, avec un léger appauvrissement en HREE (La_N/Sm_N : 1,2 ; La_N/Yb_N : 2,1; Sm_N/Yb_N : 1,7).

Les cpx de l'orthopyroxénite PM18-01 ont des spectres de forme convexe, avec un net enrichissement en MREE par rapport aux HREE (Sm_N/Yb_N : 3,3-5,7) et aux LREE (Sm_N/La_N : 3,3-3,4 ; Figure VI-23C). Les abondances et le fractionnement entre les HREE (de Tb à Lu) sont identiques à ceux observés dans les cpx des LSG_{HA} et LSG_{HAP} , avec Tb_N/Yb_N compris entre 2,7 et 4,2. L'appauvrissement en LREE (de La à Nd) par rapport aux MREE est plus marqué dans ces cpx que dans ceux des LSG_A , LSG_{HA} et LSG_{HAP} (Figure VI-23). Les

concentrations en La et en Ce sont inférieures à 3 fois celles des chondrites (CI, McDonough et Sun, 1995), alors que les autres cpx ont des concentrations 7 à 10 fois supérieures à celles des chondrites.

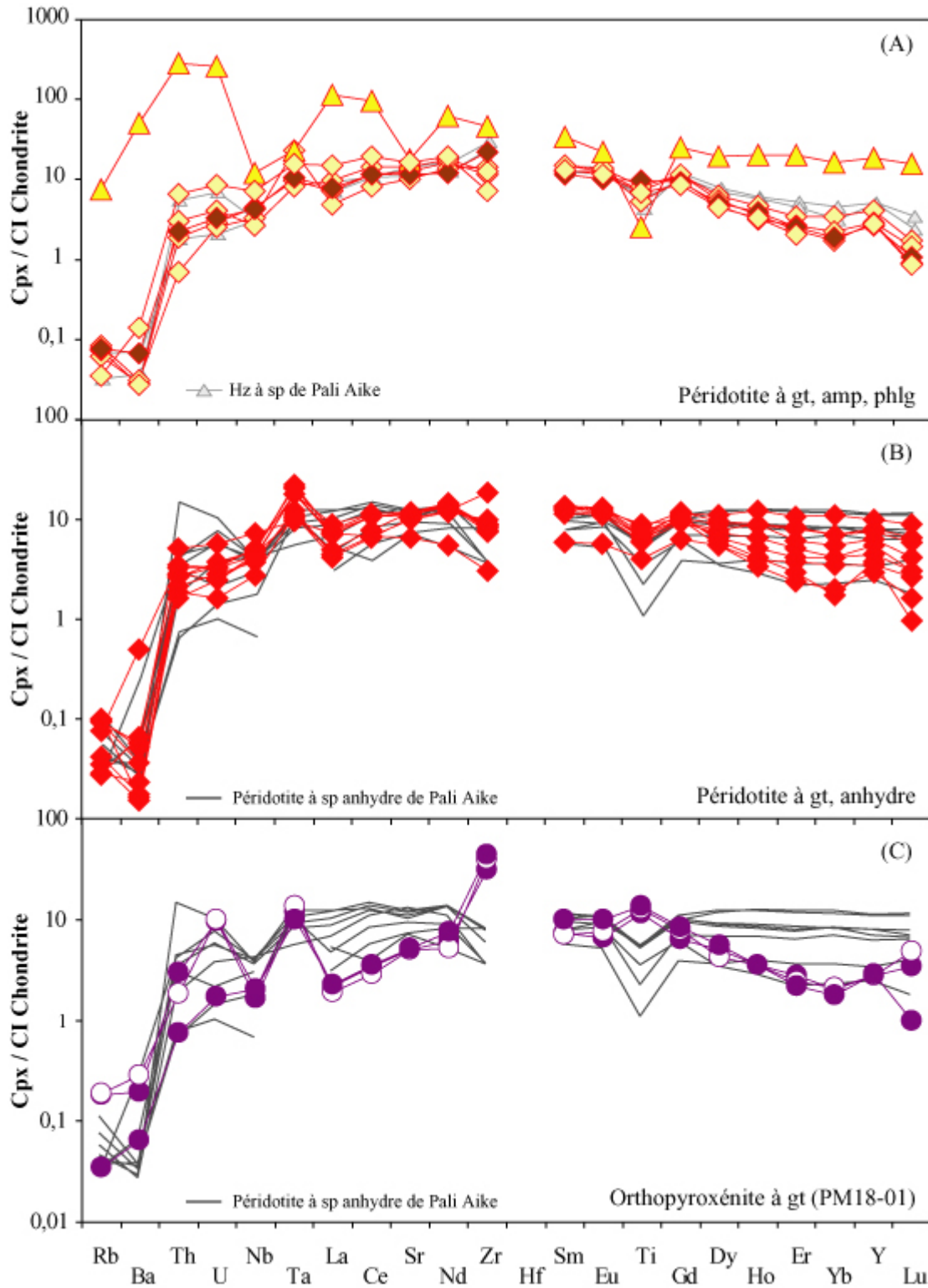


Figure VI-24 : Diagrammes des terres rares (REE) des clinopyroxènes des péridotites à spinelle et à grenat de Pali Aike (nommé « à grenat »). En (A), les spectres sont ceux des clinopyroxènes des péridotites contenant des

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

phases hydroxylées. Les symboles sont remplis de jaune lorsque l'amphibole est présente, et de brun lorsqu'il y a à la fois de l'amphibole et de la phlogopite En (B), les spectres correspondent aux cpx des lherzolites anhydres à grenat de Pali Aike. Les spectres en noir sont ceux des cpx des lherzolites présentés en (A). En (C), les spectres sont ceux de l'orthopyroxénite PM18-01. Les spectres en pointillés noirs sont ceux des cpx des lherzolites présentés en (B). La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995).

Les spectres étendus des éléments traces des cpx des LSG_A, LSG_{HA} et LSG_{HAP} montrent les mêmes légères anomalies négatives en Ti et positives en Ta. Les anomalies en Zr (Hf ?) varient de légèrement négatives pour les cpx des LSG_A et LSG_{HA} à légèrement positives pour ceux de PM18-36 (LSG_{HAP}) et de PM18-16 (LSG_A) (Figure VI-24 A, B).

Le spectre étendu des éléments traces des cpx atypiques de la HSG_{HA} PM18-17 présente des anomalies négatives à la fois en Ti, Sr, Nb et Ta. Ces cpx montrent également un enrichissement en Th (280 x CI), U (265 x CI), Ba (51,5 x CI) et Rb (7,5 x CI) par rapport aux autres cpx (Th_N: 0,7-6,7; U_N: 2,5-8,6; Ba_N: 0,02-0,14; Rb_N: 0,04-0,09).

Les cpx de l'orthopyroxénite ont des spectres étendus en éléments traces (Figure VI-24C) différents de ceux des autres lithologies décrits précédemment. En effet, ils montrent des anomalies positives en Ti, Zr (Hf ?) et Ta. Les cpx sont à peu près aussi enrichis en U (U_N/Nb_N: 4,9-5,8) qu'ils le sont en Ta (Ta_N/Nb_N: 6,6-7). Leur anomalie en Zr est très prononcée (Zr_N/Eu_N: 4,5-5,2).

III-2.2. Grenat

La plupart des grenats ont des spectres appauvris en LREE (Figure VI-25). Les grenats ont des compositions homogènes d'un échantillon à l'autre. Ils sont légèrement enrichis en HREE par rapport aux MREE (Yb_N/Sm_N: 7-18), mais sont considérablement plus riches en HREE par rapport aux LREE (Yb_N/La_N: 26-3000). Le plus fort rapport Yb_N/La_N correspond aux cpx de PM18-01, pour lesquels il n'existe pas le léger enrichissement en La par rapport au Ce observé dans les autres grenats (Figure VI-25).

Les grenats de PM18-17 sont anormalement riches en LREE (La, Ce et Pr) par rapport aux autres grenats. Par exemple, leur teneur moyenne en La est de 0,3 ppm, alors que les autres grenats ont des teneurs en La inférieures à 0,05 ppm.

Les grenats de PM18-45 (Figure VI-25 B) ont un spectre presque plat depuis les HREE jusqu'aux MREE (Yb_N/Sm_N: 2), avec de plus faibles concentrations en HREE par

rapport à celles des grenats des autres péridotites à grenat anhydres. Les mêmes teneurs en HREE, ainsi que la même forme plate du spectre caractérisent les cpx de cet échantillon (Figure VI-23B).

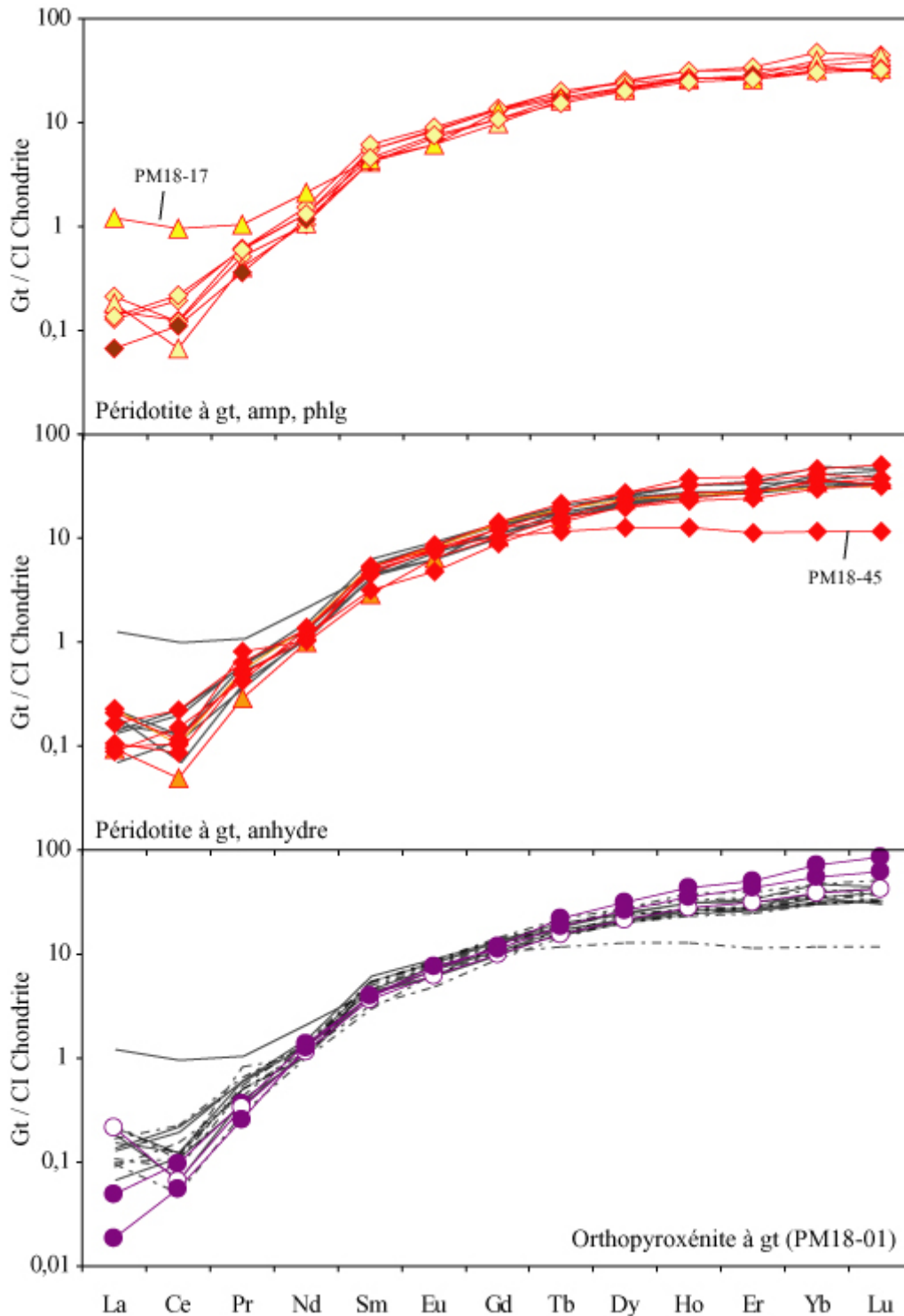


Figure VI-25 : Diagrammes de terres rares des grenats normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995). En (A) sont représentés les spectres REE des grenats des péridotites à grenat contenant des phases hydroxylées, en (B) ceux des péridotites anhydres et en (C) ceux de l'orthopyroxénite PM18-01. Les spectres en noir sont ceux des grenats (gt) présentés en (A) alors que ceux en pointillés sont ceux présentés en (B).

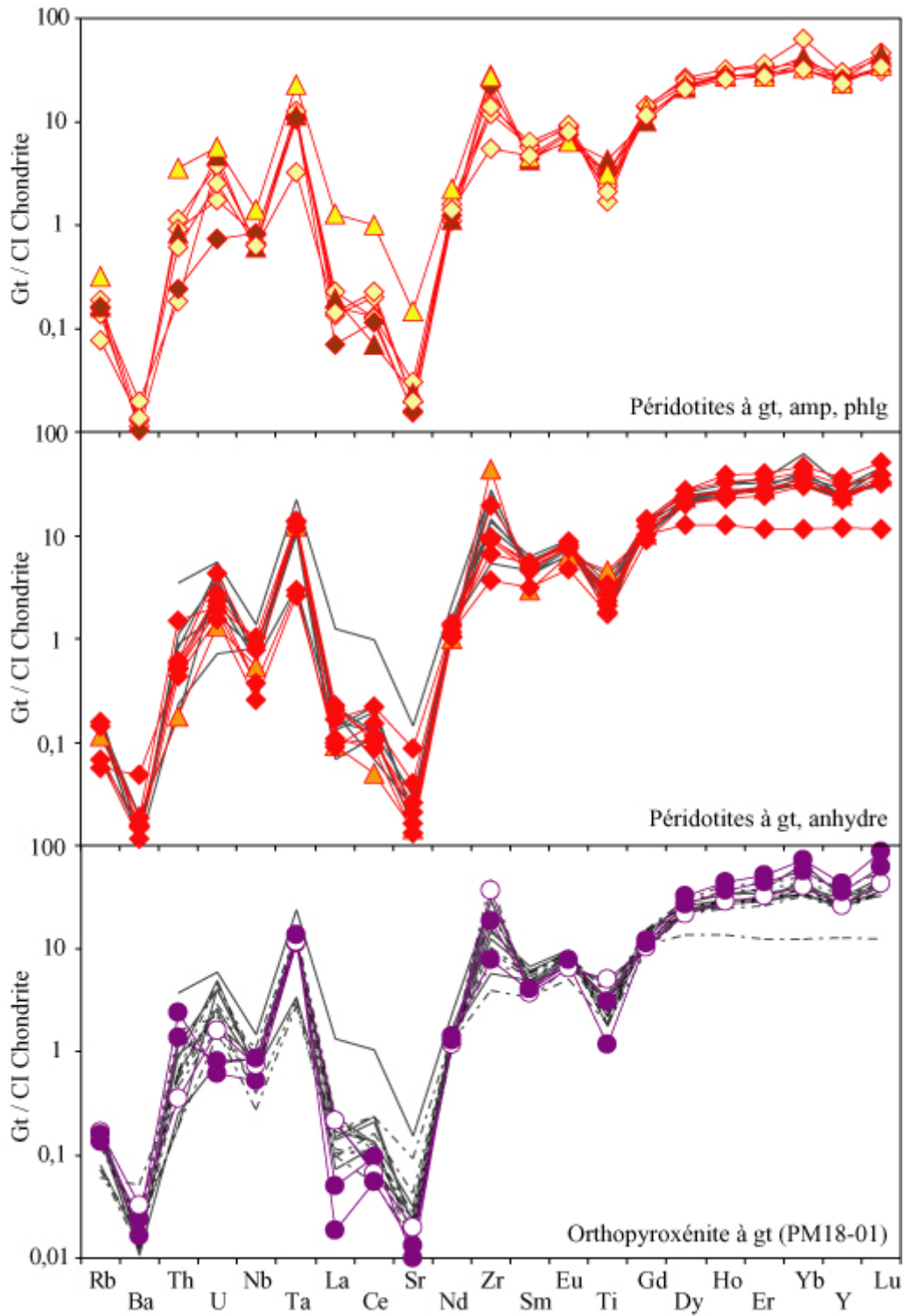


Figure VI-26 : Diagrammes étendus des éléments traces des grenats normalisés aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995). En (A) sont représentés les spectres REE des grenats des péridotites à grenat contenant des phases hydroxylées, en (B) ceux des péridotites anhydres et en (C) ceux de l'orthopyroxénite PM18-01. Les spectres en noir sont ceux des grenats (gt) présentés en (A) alors que ceux en pointillés sont ceux présentés en (B). Les variations en Er et Yb ne sont pas réelles mais dues à des difficultés analytiques.

Quelque soit la lithologie, les grenats montrent des anomalies négatives en Ti et des anomalies positives en Ta et Zr (Figure VI-26). Les grenats des LSG_{HA} contiennent 930-1480 ppm de Ti, 36-48 ppm d'Y et 21-103 ppm de Zr. Les grenats de PM18-36 et de PM18-17 sont les plus riches en ces éléments. Ceux des LSG_A ont des niveaux similaires en Ti (790-2010 ppm), Y (18-57 ppm) et en Zr (14-168 ppm). Les grenats de l'encaissant et de la veine de PM18-01 (orthopyroxénite) ont des compositions chimiques homogènes en éléments traces. Ils ont des concentrations en Y (40-66 ppm), Ni (54-68 ppm), Ti (517-2163 ppm) et Zr (29-140 ppm) identiques à celles des autres grenats (Figure VI-26).

Les grenats des péridotites à spinelle + grenat et des péridotites à grenat de Pali Aike étudiés par Kempton *et al.* (1999b) ont des spectres de terres rares et des spectres en éléments traces identiques en terme de forme et de concentrations à ceux des grenats présentés dans cette étude. L'absence d'analyse in-situ des éléments traces dans les grenats des enclaves de Cerro del Fraile (Kilian et Stern, 2002) et de Prahuaníyeu (Bjerg *et al.*, 2005), ne m'a pas permis de réaliser des comparaisons entre différentes localités de Patagonie.

III-2.3. Pargasite

Les spectres de terres rares de la pargasite de la harzburgite à spinelle (HS_{HA}, PM18-43) ainsi que des péridotites à grenat (LSG_{HA} et LSG_{HAP}) sont similaires à ceux des clinopyroxènes des mêmes échantillons (Figure VI-27). Les spectres des amphiboles de PM18-17 sont les seuls à ne pas se superposer à ceux des clinopyroxènes (Figure VI-27 B). Tous ces spectres sont de forme convexe, enrichis en MREE par rapport aux HREE et aux LREE (Sm_N/Lu_N : 5,2-8, Sm_N/La_N : 1,2-2,1) (Figure VI-27) à l'exception de ceux de PM18-17 et de PM18-11. En effet, les amphiboles de PM18-17 sont plus pauvres en LREE (La_N/Sm_N : 0,2) alors que celles de PM18-11 sont légèrement plus riches en LREE (La_N/Sm_N : 1,3).

Les spectres en éléments traces des amphiboles des LSG_{HA} et de la HS_{HA} montrent des anomalies positives en Nb, Ta et Ti. L'anomalie en Ti de la HS_{HA} est moins marquée. Elles présentent un appauvrissement en Th et U par rapport aux éléments traces adjacents très importants, mais ont des concentrations similaires à celles des clinopyroxènes, à l'exception de celles de PM18-17. En effet, les cpx de PM18-17 sont plus enrichis en Th et U que les

amphiboles comme en témoignent leurs coefficients de partage ($^{cpx/amp}D_{Th}$: 226; $^{cpx/amp}D_U$: 24).

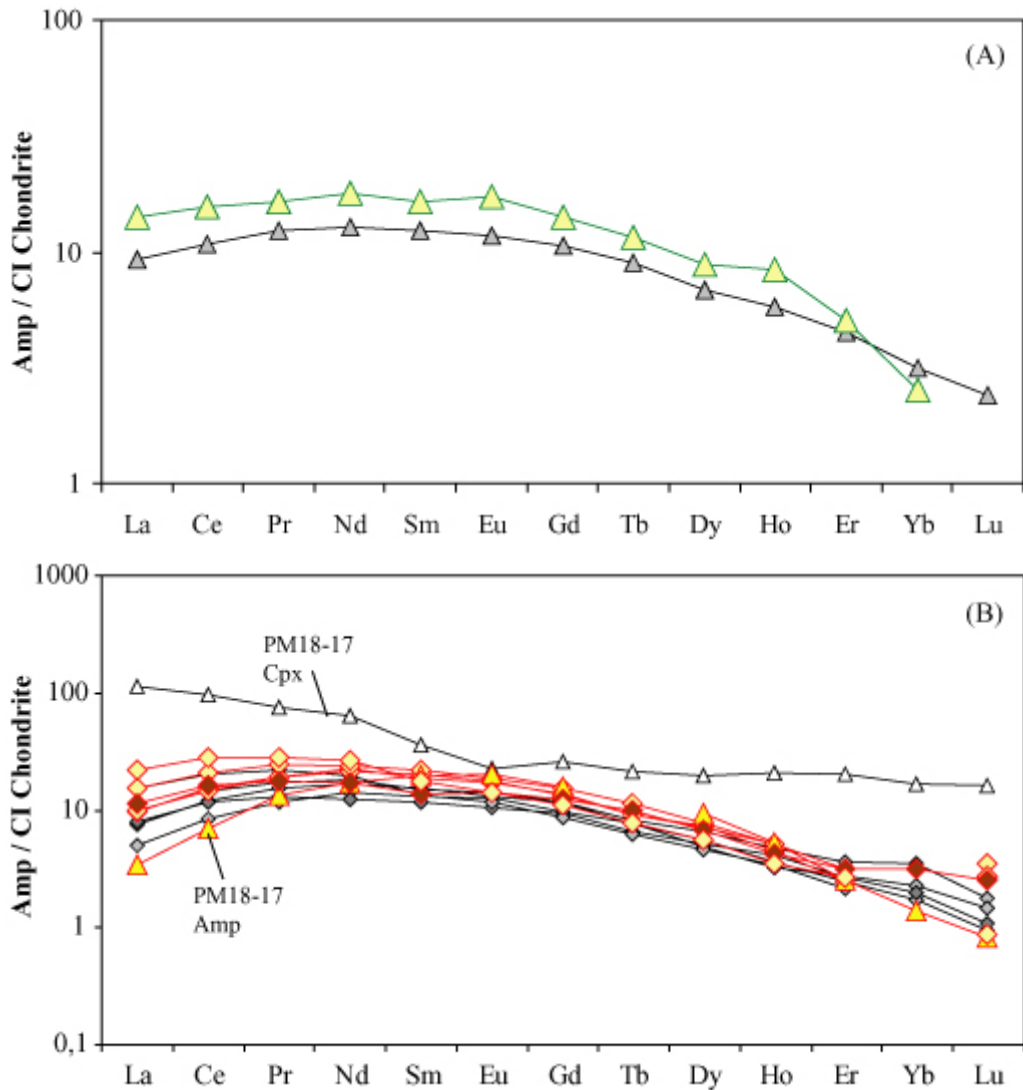


Figure VI-27 : Diagrammes des terres rares (REE) des pargasites des péridotites à spinelle (A) et à spinelle + grenat hydratées (B) de Pali Aike (PM18). Les spectres des cpx de ces échantillons sont reportés en gris.

Dans toutes les autres péridotites, les coefficients de partage $^{amp/cpx}D$ varient de 1,2 (PM18-11) à 1,9 (PM18-13) pour le Th alors que leur $^{amp/cpx}D_U$ est compris entre 0,75 (PM18-13) et 2,4 (PM18-09).

Les spectres des amphiboles de PM18-36 et de PM18-17 présentent également des anomalies positives en Zr (Hf ?) alors que les autres amphiboles en sont dépourvues.

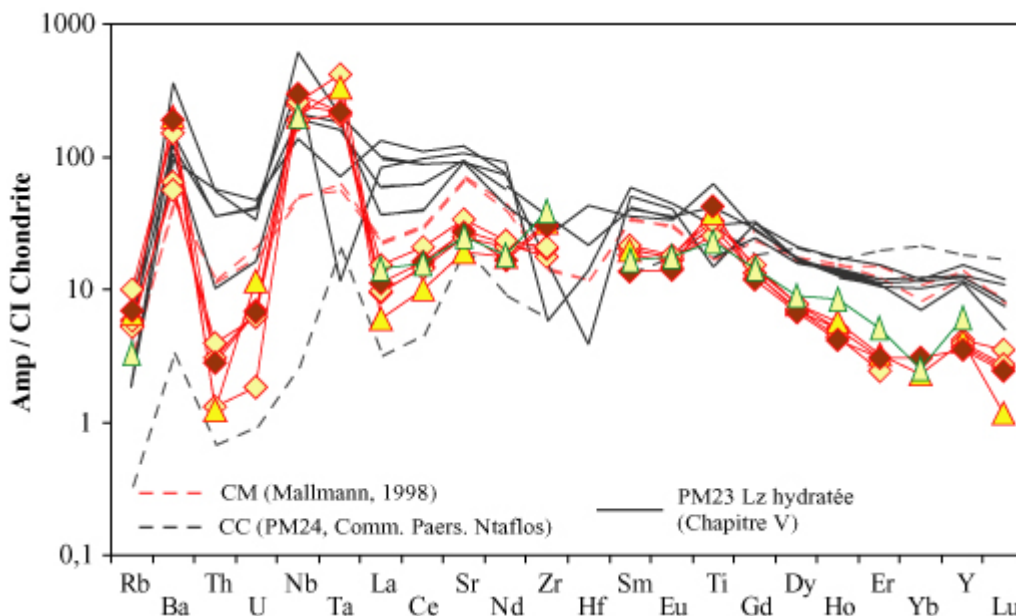


Figure VI-28: Diagrammes des éléments traces des pargasites des péridotites à spinelle et à spinelle + grenat hydratées de Pali Aike (PM18). Les spectres des éléments traces des amphiboles de Cerro el Mojon (CM, Mallmann, 1998) et de Cerro Clark (PM24, Comm. Pers. Ntaflos) sont représentés respectivement en pointillés rouges et noirs. Les spectres noirs en trait plein représentent ceux des pargasites des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores (PM23, Chapitre V). L'anomalie positive en Y est due à des problèmes analytiques.

Les amphiboles de PM18 ont les mêmes teneurs en LREE et MREE (du La jusqu'au Dy ; Figure VI-28) que celles des amphiboles de Cerro El Mojon (Meseta de Somoncuro, Mallmann, 1998). Elles ont cependant des concentrations en Nb et Ta plus élevées, comparables à celles des amphiboles des lherzolites de PM23 et des appauvrissements en Th et U beaucoup plus importants. Leurs concentrations en ces éléments sont proches de celles des amphiboles de Cerro Clark (Figure VI-28). De plus, les amphiboles de Pali Aike sont plus pauvres en HREE que toutes les autres amphiboles mantelliques répertoriées à ce jour en Patagonie. Elles présentent également un fort fractionnement entre les HREE à la fois dans les péridotites à grenat (Gd_N/Lu_N : 3,8 dans PM18-09 à 13 dans PM18-11 et PM18-17) et dans la harzburgite à spinelle (Gd_N/Lu_N : 2,4 dans PM18-47).

III-2.4. Phlogopite

Les phlogopites de la LSG_{HAP} PM18-36, de la LSG_{HP} PM18-24 et de l'orthopyroxénite ont des compositions en éléments traces homogènes et similaires. Leurs concentrations en terres rares (REE) sont faibles ($<1 \times CI$, McDonough et Sun, 1995). Leurs

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

spectres d'éléments traces sont caractérisés par des anomalies positives en Ba, Nb, Ta, Sr et Ti (Figure VI-29). La phlogopite de PM18-36 se différencie des autres par des concentrations plus faibles en éléments traces, notamment en La (0,15 ppm), Ce, Sm (0,1 ppm), Eu, HREE (Dy : 0,14 ppm), et en Th (0,02 ppm). Par rapport à cette dernière phlogopite, les phlogopites des autres échantillons ont des concentrations environ 10 fois supérieures en ce qui concerne le Th et de 2 à 7 fois supérieures en ce qui concerne les terres rares.

Elles ont des compositions en éléments traces plus faibles que celles de Cerro Rio Chubut (PM10, en noir Figure VI-29) et celles de Gobernador Gregores (Chapitre V, en gris Figure VI-29).

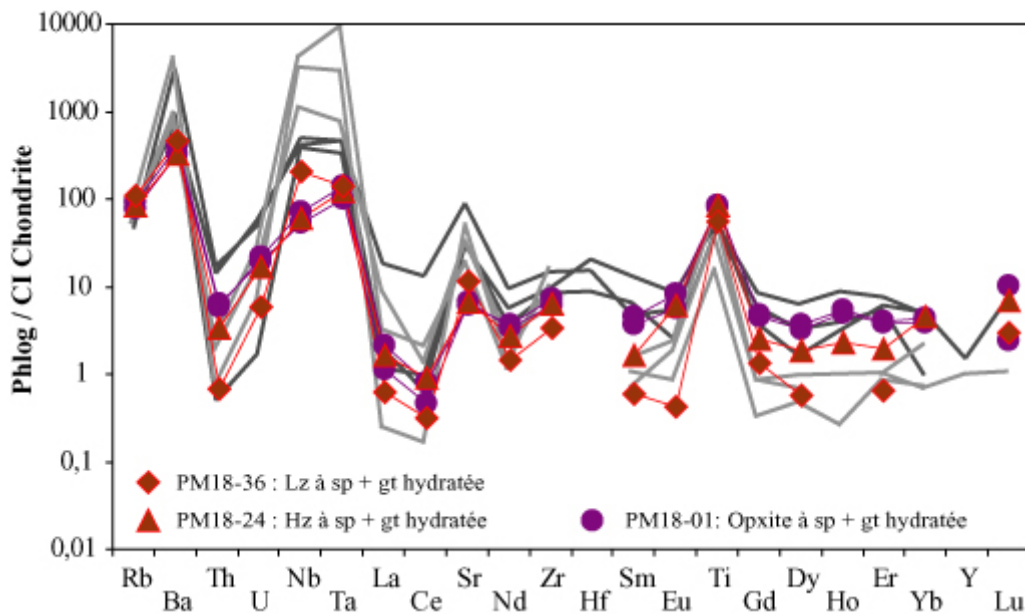


Figure VI-29 : Diagrammes des éléments traces des phlogopites des péridotites à grenat et à spinelle, et de l'orthopyroxénite (Opxite, PM18-01) de Pali Aike. Lz : lherzolite ; Hz : harzburgite ; sp : spinelle ; gt : grenat. Les spectres en noir sont ceux des phlogopites des péridotites de Cerro Rio Chubut, de la zone Nord Patagonienne (PM10, voir Chapitre IV) et ceux en gris ceux des péridotites de Gobernador Gregores (PM23, voir Chapitre V) de la zone Centrale Patagonienne. La normalisation est faite aux CI chondrites de Mc Donough et Sun (1995).

IV- Discussion

IV-1. Histoire du manteau supérieur

IV-1.1. Processus de fusion partielle

IV-1.1.1. Les péridotites à spinelle

Les spinelles des lherzolites montrent des rapports des Mg# forts ($> 70-75$) pour des rapports Cr# faibles (<15), alors que la harzburgite contient un spinelle caractérisé par un rapport Mg# plus faible (65) et un rapport Cr# élevé (~ 40 ; Figure VI-17). Cette évolution est en accord avec le fait que la harzburgite à spinelle est plus réfractaire et appauvrie que les lherzolites à spinelle, plus fertiles. D'après l'équation de Hellebrand *et al.* (2001) qui simule un modèle de pure fusion partielle fractionnée, la majorité des lherzolites aurait subi des degrés de fusion partielle variant de 1,6 à 10 %, alors que la harzburgite anhydre aurait été affectée par des taux de fusion partielle plus importants (15 %). La valeur obtenue pour la harzburgite est également en accord avec les forts rapports Mg# des olivines (90) et des pyroxènes (91-92), ainsi que les faibles teneurs en Al_2O_3 des pyroxènes (Figure VI-11, 12, 16). Au contraire, les plus faibles taux de fusion (<5 %) obtenus en utilisant la chimie du spinelle pour certaines des lherzolites ne semblent pas en accord avec la chimie des autres phases minérales. En effet, les clinopyroxènes de ces lherzolites ne montrent pas de corrélation négative nette entre leur rapport Mg# et les différents éléments majeurs se concentrant dans le liquide produit au cours d'un processus de fusion partielle (ex. Al_2O_3 et Na_2O ; Figure VI-16). Par exemple, les cpx des LS_A qui ont des rapports Mg# (>91) identiques ou supérieurs (ex : PM18-33, PM18-41) à ceux de la HS_A ont de plus fortes teneurs en aluminium et en sodium (respectivement, ~ 5 wt% et $> 1,5$ wt%, contre < 4 wt% et 1,3 wt% pour le cpx de la HS_A PM18-43).

Typiquement, un pur résidu résultant d'un processus de fusion partielle se déroulant dans le faciès à spinelle doit avoir de plus faibles teneurs en terre rares légères (LREE) par rapport à celles en terres rares lourdes (HREE) car les LREE se concentrent préférentiellement dans le liquide. La HS_A (PM18-43) et la LS_A la plus réfractaire en terme de Mg# des cpx (PM18-37) ne présentent pas un tel type de spectre appauvri en LREE (Figure VI-21). En effet, leurs spectres de REE sont caractérisés par un enrichissement en MREE par rapport aux LREE et HREE, avec un fort fractionnement de ces dernières. Les cpx de la LS_A

PM18-30 ont des spectres de REE de même forme que ces derniers, mais leurs compositions chimiques en éléments majeurs (Mg# Cpx : 90) ainsi que la valeur du taux de fusion partielle estimée (5 %) sont très différents. Des clinopyroxènes avec de tels teneurs en HREE sont en fait comparables aux cpx à l'équilibre avec des grenats dans les xénolites mantelliques de Vitim (Ionov *et al.*, 1993 ; Kempton *et al.*, 1999b ; Figure VI-21).

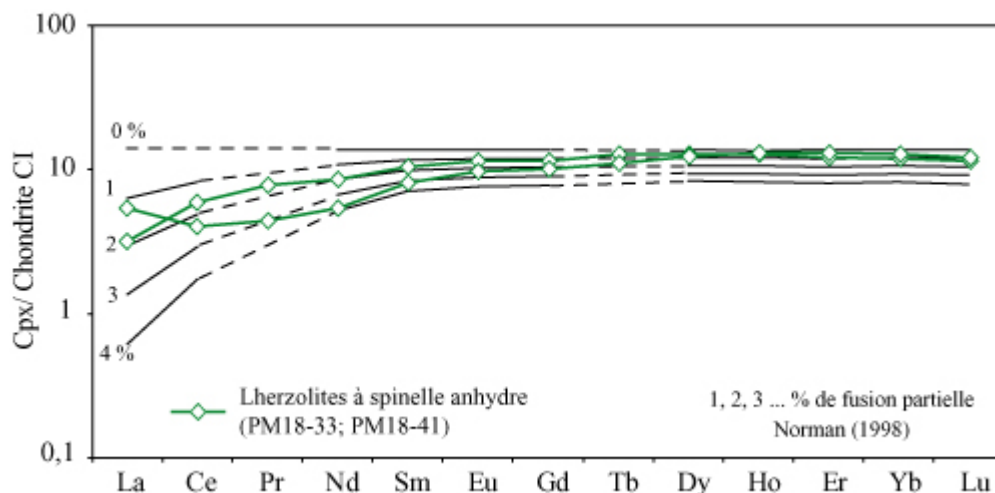


Figure VI-30: Spectres de terres rares des cpx des lherzolites à spinelle de Pali Aike ne présentant pas d'évidence de métasomatisme cryptique ou modal. En pointillés sont représentés les spectres correspondant à un cpx théorique subissant différents taux de fusion partielle fractionnée, la composition de départ étant celle estimée pour le manteau primitif (modèle de Norman, 1998).

Les cpx de deux LSA (PM18-33, PM18-41) ayant des rapports Mg# élevés (>92) mais des teneurs relativement élevées en aluminium, en sodium et en titane (Figure VI-16) présentent des spectres de REE de type appauvri en LREE et caractérisés par de relativement fortes concentrations en HREE (10 x CI ; Figure VI-21, VI30). J'ai comparé les spectres de REE des cpx de ces deux LSA avec ceux des cpx théoriques issus de la fusion partielle progressive d'un manteau primitif à spinelle selon le modèle de fusion partielle fractionnée de Norman (1998). Il apparaît que leurs spectres de REE sont en accord avec des degrés de fusion faibles (1-2 %) pour les terres rares légères et intermédiaires, alors que pour les HREE les taux estimés sont de 2 à 3 % (Figure VI-30). Ces cpx, de part l'aspect plat de leur spectres au niveau des HREE, ne montrent pas d'évidence d'équilibration dans le faciès des péridotites à grenat, ce qui n'est, dans le cas de la LSA PM18-33, en accord ni avec la présence de symplectites à spinelle/pyroxènes ni avec le fait que ces deux LSA ont des compositions chimiques globales similaires à celle de la lherzolite à grenat et spinelle (LSGA-PM18-29).

Les faibles valeurs Cr# (11) des spinelles de la LS_A PM18-41 sont en accord avec une histoire de fusion partielle de faible degré (F : 1,5% ; Hellebrand *et al.* 2001), alors que les valeurs de ceux de la LS_A PM18-33 (Cr# : 18) traduisent un plus fort taux de fusion partielle (F : 7,1), ce qui est en désaccord avec la modélisation de Norman (1998) (Figure VI-30).

La LS_A PM18-30 est la lherzolite à spinelle de Pali Aike la plus fertile avec des rapports Mg# de 89 ainsi que des compositions en terres rares des cpx identiques à celles du cpx théorique initial (Fusion : 0 %) choisi pour le modèle de fusion partielle fractionnée dans le faciès à grenat, riche en clinopyroxène, de Johnson *et al.*, (1990).

Toutes les autres péridotites à spinelle de Pali Aike étudiées montrent des évidences de processus de métasomatisme, cryptique ou modal. De telles empreintes d'enrichissement s'observent dans de nombreuses enclaves de péridotites mantelliques de par le monde et sont expliquées le plus souvent par des processus de métasomatisme mantellique (terme pris dans son sens le plus large regroupant tous les différents processus de réaction entre le manteau supérieur et des magmas ou fluides qui circulent en son sein) venant se surimposer à des processus de fusion partielle plus précoces (ex. Nixon, 1987 ; Grégoire *et al.*, 1997 et 2000 ; Ionov *et al.*, 2002).

IV-1.1.2. Les péridotites à grenat

Les variations en terres rares lourdes (HREE) des cpx des lherzolites à grenat (Figure VI-29) peuvent s'expliquer soit par des processus de fusion partielle, soit par la réaction subsolidus de ré-équilibration ($gt + ol \rightarrow cpx + opx + sp$) qui marque la limite entre les champs de stabilité des péridotites à spinelle et des péridotites à grenat.

Pour estimer le degré de fusion partielle potentiellement subi par des péridotites à spinelle et grenat, le modèle de Norman (1998) basé sur les concentrations en REE dans les cpx des péridotites à spinelle ainsi que l'équation de Hellebrand *et al.* (2001) ne sont pas applicables. En effet, l'équation d'Hellebrand *et al.* (2001) est basée sur le rapport Cr# du spinelle, impliquant l'aluminium. Or, le grenat est une phase riche en aluminium qui contrôle les teneurs en cet élément des autres phases minéralogiques à l'équilibre, tel que le spinelle et les pyroxènes (Ionov *et al.*, 1993). En effet, si nous prenons l'exemple de PM18-44, les spinelles inclus dans les orthopyroxènes sont plus alumineux (~15 wt%) que ceux inclus dans les grenats (~25 wt% ; Figure VI-17). J'ai donc utilisé le modèle de fusion partielle fractionnée proposé par Johnson *et al.* (1990), d'après lequel les cpx résiduels dans le champ de stabilité du grenat seul (sans spinelle) développent un spectre de REE « bombé » au niveau

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

des MREE (« upward convex pattern » des anglo-saxons) et est caractérisé par un fort fractionnement des HREE qui sont en effet piégées principalement dans le grenat. Donc dans le faciès à grenat, les teneurs en HREE vont augmenter dans le cpx résiduel lorsque le taux de fusion partielle va augmenter. Par contre, pour les cpx résiduels du faciès à spinelle et grenat, la forme bombée du spectre de REE disparaît et les teneurs en HREE vont diminuer dans les cpx résiduels lorsque le taux de fusion partielle va augmenter. Dans mon cas, il apparaît que la plupart des cpx des péridotites anhydres à grenat-spinelle de Pali Aike ont des spectres de REE présentant des fractionnements plus ou moins importants en HREE (Figure VI-23). Ces spectres de HREE permettent donc de proposer que les péridotites mantelliques de Pali Aike à spinelle-grenat ont probablement subi un ou des processus de fusion partielle de degrés variables dans le faciès mantellique à grenat seul, donc à des profondeurs mantelliques plus importantes que celles où ces péridotites se situaient lors de leur prise en charge par la lave qui les a remontées en surface.

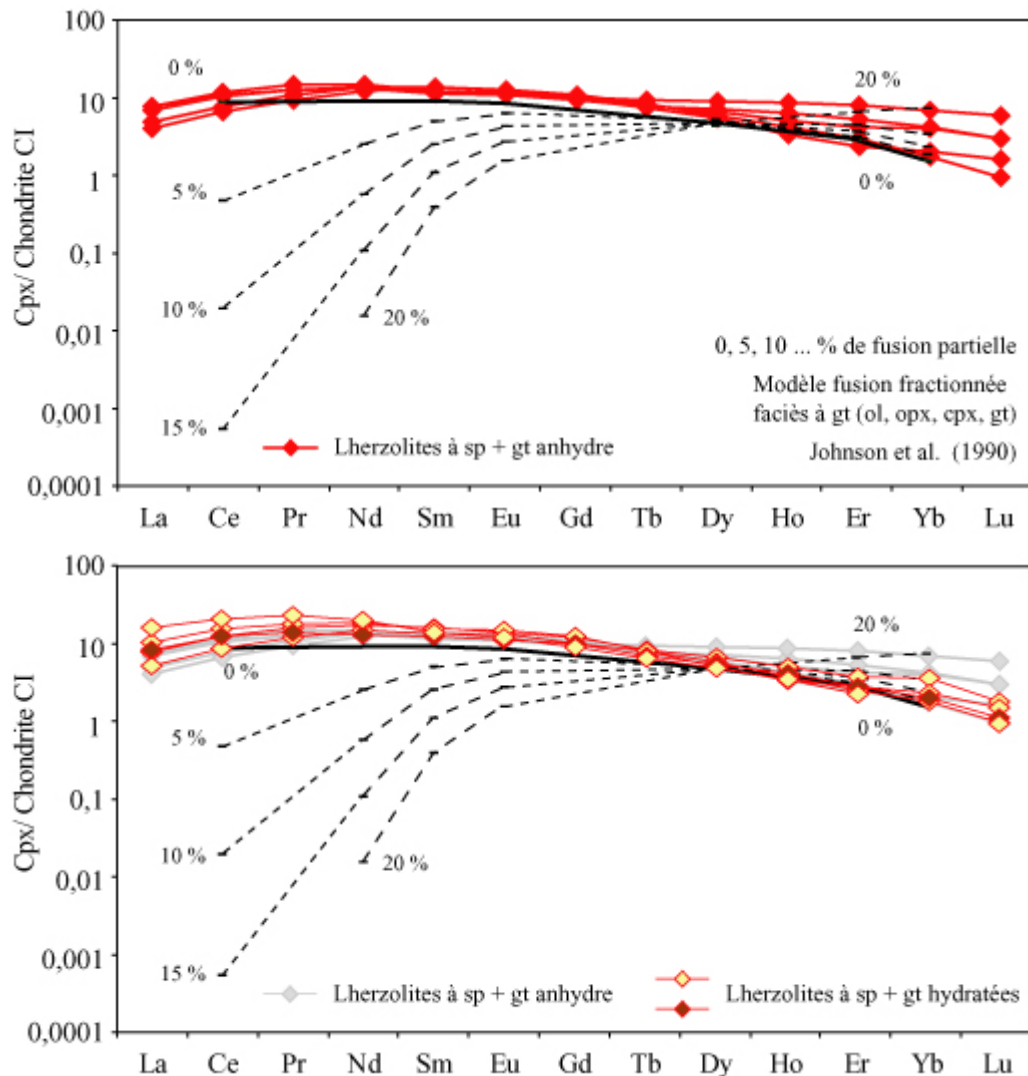


Figure VI-31 : Spectres de terres rares des cpx des lherzolites anhydres (en haut) et des lherzolites hydratées (en bas) à grenat de Pali Aike. En pointillés, les spectres correspondent à ceux d'un cpx résiduel théorique subissant une fusion partielle fractionnée dans le faciès mantellique à grenat seul sans spinelle (ol, cpx, opx, gt) subissant différents taux de fusion (5 à 20%) d'après Johnson *et al.* (1990).

Pour tenter d'estimer les taux de fusion partielle subie par les lherzolites à grenat et spinelle anhydres de Pali Aike, j'ai comparé les spectres de REE de leurs cpx à ceux des cpx théoriques issus de la fusion partielle progressive d'un manteau primitif à grenat seul selon le modèle de fusion partielle fractionnée de Johnson *et al.* (1990). Dans la figure VI-31, il apparaît que les spectres de REE des cpx des péridotites à grenat et spinelle de Pali Aike sont similaires à ceux des cpx résiduels du modèle de fusion partielle dans le manteau à grenat, avec les abondances en HREE les plus faibles et les plus fractionnées ($Dy_N/Lu_N : 6$) correspondant aux cpx les plus fertiles (Mg # 89), c'est à dire ayant subi les plus faibles taux de fusion partielle (Figure VI-31). Les taux de fusion partielle estimés pour les péridotites à grenat et spinelle de Pali Aike varient de 0 à 15 % avec ce modèle de Johnson *et al.* (1990).

Cependant, il faut noter que Hauri et Hart (1994) montrent qu'une des caractéristiques d'une fusion partielle à haute pression (dans le champ de stabilité du grenat) est une forte teneur en Zr des cpx résiduels. Ceci n'est pas observé dans les cpx des lherzolites à grenat et spinelle de Pali Aike qui ont de faibles abondances en Zr ($Zr/Eu < 1$), à l'exception des cpx de PM18-16 ($Zr/Eu : 1,4$ -Figure VI-24). De plus, la lherzolite PM18-46, qui, dans le modèle de Johnson *et al.* (1990) a subi les plus forts taux de fusion partielle, ne présente pas les rapports Mg# faibles (90) des clinopyroxènes ni des compositions appauvries en sodium et titane. Nous notons enfin que les teneurs en LREE et MREE des cpx des lherzolites à grenat et spinelle sont en désaccord avec un tel modèle de fusion partielle dans le faciès à grenat (Figure VI-31).

Toutes ces incohérences par rapport à un pur modèle de fusion partielle témoignent probablement de processus de métasomatisme mantellique plus tardifs (terme de métasomatisme pris dans son sens le plus large regroupant tous les différents processus de réaction entre le manteau supérieur et des magmas ou fluides qui circulent en son sein) venant se surimposer à ces processus de fusion partielle précoces.

La plupart des LSG_A contiennent des grenats montrant des évidences de transformation en spinelle (voir partie pétrographie chapitre VI). Or, les LSG_A ayant des grenats de petite taille et contenant plus de spinelle, contiennent des clinopyroxènes montrant

des spectres plats au niveau des HREE (Gd_N/Yb_N : 1,5-2,5 ; e. g. PM18-44 ; PM18-45), alors que les LSG_A contenant moins de spinelle et de plus grande quantité de grenat (e. g. PM18-28) ont des spectres de cpx appauvris en HREE (Gd_N/Yb_N : 4,9-6,4). Ces derniers sont semblables à ceux de cpx à l'équilibre avec les grenats. Les LSG_A contenant le moins de spinelle montrent des appauvrissements marqués pour les LREE (La_N/Sm_N : 0,3-0,4), alors que les autres montrent des appauvrissements en LREE plus légers (La_N/Sm_N : 0,6 ; Figure VI-23, 31). En effet, les HREE sont concentrées dans les grenats qui peuvent en contenir entre 20 et 40 fois ($^{gt/cpx}D_{Lu}$) plus que le clinopyroxène, comme par exemple dans les xénolites mantelliques de Vitim ($^{gt/cpx}D_{Lu} \sim 20-50$ fois, Ionov *et al.*, 1993). Les clinopyroxènes ont au contraire des teneurs plus élevées en LREE ($^{gt/cpx}D_{Ce}$: 0,013). Ces observations concordent avec une ré-équilibration sub-solidus ($gt + ol \rightarrow cpx + opx + sp$) par des processus de diffusion inter-minéraux. Une telle ré-équilibration favorisera l'augmentation des teneurs en HREE dans le cpx au fur et à mesure de la disparition du grenat, minéral hôte des HREE. De plus, les modes en pyroxène et en spinelle doivent augmenter alors que ceux en grenat et en olivine diminuer. Des variations de modes ne sont cependant pas observées dans mes échantillons (biais de l'estimation modale ?).

Les cpx des lherzolites hydratées à grenat ont des spectres de même forme que ceux des cpx initiaux (F : 0 %) du modèle de fusion partielle dans le faciès à grenat de Johnson *et al.* (1990), mais avec des concentrations en terres rares plus élevées (Figure VI-31). Leurs compositions en REE ainsi que la présence de phases hydroxylées sont en accord avec l'idée que ces roches ont connu d'importants processus tardifs de métasomatisme qui empêche aujourd'hui de connaître leur histoire de fusion partielle.

IV-1.2. Processus de métasomatisme mantellique

De fortes concentrations en Al_2O_3 et Na_2O et dans une moindre mesure, en TiO_2 s'observent dans les pyroxènes de certaines des péridotites mantelliques de la Zone Sud patagonienne (Figure VI-16), aussi bien dans celles à spinelle seul que dans celles à spinelle+grenat. Ces teneurs élevées associées aux enrichissements en LREE observés dans ces mêmes cpx sont incompatibles avec un simple modèle de fusion partielle. De tels enrichissements, lorsqu'ils sont observés dans les roches totales, peuvent être reliés à la présence de verre ou plus généralement à des paragénèses secondaires formées très tardivement dans l'histoire de la péridotite qui les contient, et parfois même au cours de la

remontée de cette péridotite en surface sous forme d'enclave dans une lave. Par contre, lorsque d'éventuels enrichissements en LREE sont observés dans les cœurs des clinopyroxènes primaires, ceux-ci sont imputables à des processus pétrogénétiques purement mantelliques.

Finalement, les principales observations qui indiquent que des processus de métasomatisme mantellique ont affecté et modifié la minéralogie et les compositions en éléments majeurs et en éléments traces des harzburgites et des lherzolites de la zone Sud patagonienne sont les suivantes:

- les cpx des péridotites des lherzolites anhydres à spinelle et grenat et de la harzburgite à spinelle (PM18-43) montrent des enrichissements en MREE et LREE par rapport aux HREE (Figure VI-21) identiques à ceux observés dans les cpx et les amphiboles des lherzolites à spinelle et grenat hydratées,
- la présence d'amphibole dans les lherzolites à spinelle et grenat et dans une harzburgite à spinelle (PM18-47) et la présence de rare phlogopite dans une lherzolite à spinelle-grenat et amphibole (PM18-36), dans une harzburgite à spinelle-grenat pauvre en cpx (PM18-24) et dans l'orthopyroxénite (PM18-01)
- l'enrichissement en Ti, Na, et Al des cpx riches en HREE des lherzolites anhydres à spinelle (PM18-41 et PM18-33).

IV-1.2.1. Les différents types de métasomatisme

IV-1.2.1.a. Métasomatisme cryptique et métasomatisme modal à amphibole et/ou phlogopite

Plusieurs péridotites anhydres ainsi que plusieurs autres hydratées, à spinelle et à « grenat », de Pali Aike présentent des clinopyroxènes riches en sodium (1,3-2,2 wt%), en aluminium (5-6,9 wt%), parfois en fer (Mg# : 88,4-93) et en titane (0,3-0,85 wt%; Figure VI-16). Les orthopyroxènes (opx-1) des péridotites à spinelle et à grenat sont relativement riches en Al₂O₃ (3-4,5 wt %) et en CaO (> 0,6 wt%) et parfois en fer (89-91) (Figure VI-14). Cependant, les lherzolites à spinelle anhydres PM18-33 et PM18-41 contenant des cpx enrichis en éléments basaltiques malgré des Mg# élevés (> 92) ont des orthopyroxènes peu calciques (0,3-0,5 wt%). Les péridotites ont des cpx et des opx de compositions chimiques identiques en éléments majeurs à ceux du manteau de Gobernador Gregores.

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Les cpx métasomatisés des péridotites de Pali Aike ont 2 types de forme de spectres de REE différents :

- (i) Les spectres « pauvres en HREE » (de type convexe) sont typiques de la majorité des clinopyroxènes des péridotites à grenat, anhydres et hydratées (Figure VI-23), de l'orthopyroxénite à grenat (PM18-01) ainsi que de la harzburgite anhydre et des lherzolites anhydres à spinelle (PM18-37, PM18-30 ; Figure VI-21).
- (ii) Les spectres « intermédiaires en HREE » sont de forme identique aux précédents en terme de LREE mais sont plats au niveau des MREE et HREE, qui sont par ailleurs plus concentrées que dans le type précédent (5 à 8 fois les chondrites versus 1 à 8 pour le type (i)). Ce type de spectre s'observe à la fois dans les clinopyroxènes des lherzolites à grenat (Figure VI-23) et des lherzolites à spinelle (Figure VI-21) anhydres.

Les clinopyroxènes des péridotites anhydres à spinelle ayant subi un métasomatisme cryptique ont des teneurs en terres rares légères ainsi qu'en éléments traces les plus incompatibles inférieures à celles des cpx des péridotites à spinelle de Gobernador Gregores, métasomatisés par un liquide sous-saturé en silice, riche en alcalins (abondances inférieures d'un facteur 10 par rapport à PM23 pour les LREE). Les cpx de la LS_A PM18-30 montrent des fractionnements entre les HREE (Dy_N/Lu_N : 2 ; Figure VI-26) qui ne peuvent pas s'expliquer par de simples processus de fusion partielle ou de rééquilibrations sub-solidus mais plutôt par un métasomatisme relié à la circulation de liquides pauvres en HREE qui ont été à l'équilibre avec des grenats dans une phase antérieure de leur histoire. Ces grenats pouvaient appartenir soit à des péridotites du faciès mantellique à grenat, donc assez profondes (>1,5 GPa), soit à des pyroxénites à grenat, peut être plus superficielles (>1 GPa), car pouvant coexister avec des péridotites équilibrées dans le faciès des péridotites à spinelle (ex. Irving, 1974, Figure I-4). Les clinopyroxènes des LS_A PM18-33 et PM18-41, aux spectres appauvris en LREE (Figure VI-27), ont des teneurs en HREE (Tb à Lu) proches de celles des cpx d'un manteau primitif théorique (correspondant à 3 x chondrites CI dans Norman, 1998). Ces deux LS_A sont composées de 63-69 % ol + 20 % opx + 10-15 % cpx + 2% sp alors que les LSG_A ayant des cpx caractérisés par des abondances en HREE légèrement plus faibles (Figure VI-21) ont des modes légèrement plus élevés en olivine (69-74 %), plus faibles en spinelle (trace à 1,8 %), pour des modes en pyroxènes similaires (11-20 % Opx, 6-15 Cpx). Un processus de rééquilibration sub-solidus ($gt + ol \rightarrow cpx + opx + sp$) n'apparaît

donc pas vraisemblable pour expliquer les plus fortes teneurs en HREE des cpx de PM18-33 et PM18-41.

Les spectres de type (i) sont de forme semblable à ceux des cpx des lherzolites hydratées de Gobernador Gregores (PM23) mais avec des teneurs en terres rares généralement plus faibles, notamment en LREE. Malgré ces similitudes en termes de forme de spectre et parfois même en termes d'abondances en terres rares lourdes, il est à noter que les cpx des péridotites de Pali Aike anhydres et hydratées ne présentent pas d'anomalie négative en Nb et Ta.

Seuls les cpx de la harzburgite à amphibole PM18-17 présentent des anomalies négatives bien marquées en Ti, Nb et Ta, similaires à celles observées dans les cpx des lherzolites à amphibole de Gobernador Gregores. Par contre, les amphiboles de cette dernière ne semblent pas être à l'équilibre chimique avec les clinopyroxènes. En effet, les spectres des éléments en trace des amphiboles sont différents en termes de forme et de concentrations de ceux des clinopyroxènes. Les amphiboles sont appauvries en terres rares de la même manière que les amphiboles des lherzolites à grenats de Pali Aike, avec des spectres de terres rares fortement convexes ($Sm_N/La_N : 6$; $Sm_N/Lu_N : 24$; Figure VI-27). Au contraire, les spectres des clinopyroxènes sont plus riches en terres rares et montrent un enrichissement en LREE par rapport aux MREE et aux HREE ($La_N/Sm_N : 3,2$; $Sm_N/Yb_N : 2,1$; Figure VI-29, 30), identiques à ceux observés dans les cpx du manteau hydraté de Gobernador Gregores. En déterminant les coefficients de partage entre les amphiboles et les clinopyroxènes ($^{amp/cpx}D$) de PM18-17, j'ai noté que les valeurs obtenues, aussi bien en HFSE qu'en REE, sont très différentes de celles obtenues pour les autres péridotites de Pali Aike. En effet, lorsqu'en moyenne le $^{amp/cpx}D_{Nb}$ est compris entre 50 et 80 pour la majorité des lherzolites de Pali Aike (cette étude ; Kempton *et al.*, 1999b), mais également pour les lherzolites de Gobernador Gregores et les péridotites mantelliques de Vitim étudiés par Ionov *et al.* (1997), le $^{amp/cpx}D_{Nb}$ n'excède pas 20 dans le cas de PM18-17. Les valeurs de $^{amp/cpx}D$, pour le Nb, Ta, Ti et les REE de PM18-17 sont en fait proches des valeurs expérimentales $^{amp/carbonatite}D$ de Sweeney *et al.* (1992). Est-ce que le déséquilibre observé entre le cpx et l'amphibole de PM18-17 pourrait être lié à un événement métasomatique tardif qui n'aurait affecté que les clinopyroxènes ? Un premier élément de réponse favorable à cette hypothèse se trouve dans la localisation particulière des cpx dans cet échantillon. En effet, les cpx ont la particularité d'être toujours englobés par des orthopyroxènes secondaires interstitiels (cf pétrographie Chapitre VI) alors que l'amphibole se situe parmi les olivines. De plus, comme les

clinopyroxènes, les grenats présentent un enrichissement à la fois en LREE et en éléments les plus incompatibles (Figure VI-25, 26), ce qui semble confirmer un léger épisode de ré-enrichissement tardif par rapport à celui qui a engendré la formation des amphiboles dans cette harzburgite à amphibole.

La présence de phlogopite dans les péridotites suggère que le liquide infiltrant était, au moins localement, riche en K. Les phlogopites de PM18 montrent des anomalies positives en Ba, Nb, Ta, Sr et Ti similaires à celles observées dans les phlogopites des enclaves de péridotites de Gobernador Gregores, de Cerro Rio Chubut (Figure VI-29) et des Iles Kerguelen dont la cristallisation a été reliée à la circulation de magmas mafiques silicatés alcalins plus ou moins riches en CO₂ dans le manteau supérieur à spinelle des Iles Kerguelen (Grégoire *et al.*, 2001). Les phlogopites présentes dans l'orthopyroxénite (PM18-01) ont des teneurs en éléments traces identiques à celles des phlogopites mantelliques de Rio Cerro Chubut (Figure VI-29). Elles présentent un enrichissement en fer (Mg# : 87-88) et en titane (5-6 wt% ; Figure VI-20), tout comme celles de la harzburgite (PM18-24) riche en phlogopite (4 %) de Pali Aike et de la wehrnite à phlogopite (7%, PM23-43) de Gobernador Gregores. Les phlogopites de la LSG_{HAP} associées à l'amphibole (PM18-36) sont riches en titane et en fer mais plus pauvres en chrome et en aluminium (Figure VI-20).

Les amphiboles présentes en faible quantité (de traces à 2,5 %) dans les lherzolites et les harzburgites à grenat et à spinelle de Pali Aike sont des pargasites. Elles ont des spectres de terres rares de forme convexe (enrichis en MREE par rapport aux HREE et LREE), identiques à ceux des clinopyroxènes à l'équilibre avec ces mêmes amphiboles ainsi qu'aux cpx des harzburgites anhydres à spinelle (PM18-43 et PM18-47 ; Figure VI-21, 23, 27). Les amphiboles de la harzburgite à spinelle (PM18-43) sont plus magnésiennes que celles des lherzolites (Mg# : 87 pour PM18-19 et 89 pour les autres) et de la harzburgite à amphibole et à grenat (Mg# : 87; PM18-17). Toutes les amphiboles présentent des anomalies négatives en Th et U, ainsi qu'une légère anomalie positive en Sr. Les anomalies en Zr et Hf évoluent de faiblement négatives à positives alors qu'elles sont toujours négatives dans les amphiboles des autres péridotites de Patagonie. Les teneurs en titane sont d'autant plus élevées que le Mg# des amphiboles est faible (87). Leur appauvrissement en Th et U est important, au point que certaines d'entre elles ont des teneurs proches de celles des amphiboles de Cerro Clark (Figure VI-28). Elles présentent aussi d'importants enrichissements en Nb et Ta identiques à ceux des amphiboles de Gobernador Gregores. Les différences, notamment en Mg#, sont souvent attribuées à des différences de volumes de liquides percolant (Gobernador Gregores ;

Laurora *et al.*, 2001) et à la position de l'échantillon dans la colonne mantellique du « mantle wedge » au moment de l'événement métasomatique. La harzburgite à spinelle (PM18-47) contient des amphiboles plus magnésiennes (Mg# : 90) et moins titanifères que celles des autres péridotites à grenat de Pali Aike. La formation de telles amphiboles magnésiennes est attribuée à la circulation de faibles volumes de liquides métasomatiques dans la partie superficielle de la colonne mantellique du « mantle wedge » (ex. Gobernador Gregores, Laurora *et al.*, 2001), ce qui est en accord avec l'équilibration dans le faciès mantellique à spinelle. Les autres amphiboles plus riches en fer, dans les péridotites à grenat-spinelle, ont des origines plus profondes, dans un manteau sujet à de plus grands volumes d'agents percolants. Les amphiboles dans les péridotites mantelliques peuvent se former à partir d'agents (liquides ou fluides) métasomatiques en contexte intra-plaque ou en contexte de subduction (mantle wedge). Les amphiboles trouvées dans les enclaves mantelliques de Pali Aike que j'ai étudiées correspondent à des amphiboles reliées à un métasomatisme associé à des processus de remontées asthénosphériques, dans le diagramme discriminant des amphiboles (Zr/Nb vs Ti/Nb ; Figure V-38) des travaux de Coltorti *et al.* (sous presse). Nous notons également que les amphiboles de toutes les péridotites de Pali Aike ont des compositions similaires à celles des péridotites de Gobernador Gregores (cette étude), des péridotites mantelliques de Kapfeinstein (Coltorti *et al.*, sous presse) et des îles Kerguelen (Grégoire *et al.*, 2000), ce qui signifie que l'agent métasomatique à Pali Aike est certainement de type mafique silicaté alcalin. Cependant, les amphiboles de Pali Aike sont appauvries en terres rares par rapport à celles du manteau de Gobernador Gregores et des îles Kerguelen, et présentent un fractionnement important au niveau des HREE (Figure VI-28). Cette dernière caractéristique peut s'expliquer par le fait que le liquide métasomatique ait été en équilibre avec du grenat avant de cristalliser les amphiboles, présentes soit dans des péridotites soit dans des pyroxénites (Irving, 1974 ; Figure I-4).

Pour tenter d'appréhender la nature et la composition de l'agent métasomatique responsable du métasomatisme cryptique et modal à amphibole et/ou phlogopite dans les péridotites du faciès à spinelle (Figure VI-32) et du faciès à spinelle + grenat (Figure VII-12) de la Zone Sud patagonienne et pour tester si cet agent métasomatique possède des caractéristiques voisines de celles des laves de Patagonie et notamment de celles du champ volcanique de Pali Aike, j'ai calculé les teneurs en terres rares et autres éléments traces incompatibles des liquides théoriques en équilibre avec les clinopyroxènes de ces péridotites.

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Pour cela j'ai utilisé les coefficients de partage cpx/liquides silicatés mafiques de McKenzie et O'Nions (1991) et de Hart et Dunn (1993).

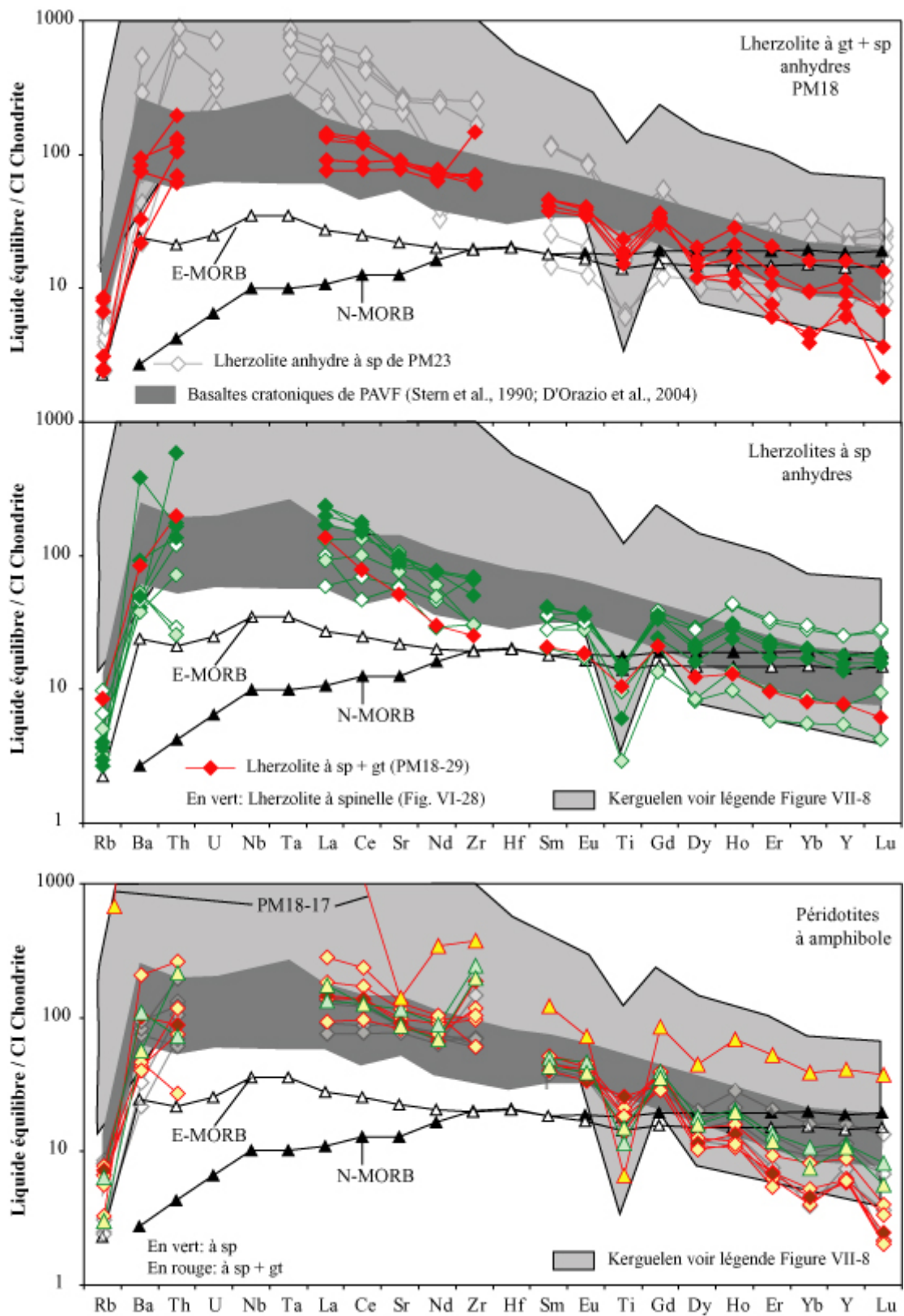


Figure VI-32 : Diagrammes étendus des éléments traces des liquides théoriques à l'équilibre avec les clinopyroxènes des péridotites à spinelle et à grenat, anhydres (en haut) et hydratées (en bas) de Pali Aike. Les coefficients de partage entre cpx et liquide sont extraits de McKenzie et O'Nions (1991) et de Hart et Dunn (1993). Les basaltes d'affinités alcalines de la zone volcanique de Pali Aike (PAVF ; Stern *et al.*, 1990 ; D'Orazio *et al.*, 2004) et les E-MORB et N-MORB (Sun et McDonough, 1989) sont représentés. Le champ Kerguelen regroupe les liquides théoriques à l'équilibre avec les cpx des mégacristsaux des laves très alcalines, avec les cpx des péridotites métasomatisées par des liquides silicatés très alcalins et avec les cpx des cumulats pyroxénitiques alcalins mantelliques de l'archipel des Kerguelen (Grégoire *et al.*, 2000, 2001, en préparation).

Les résultats des calculs indiquent clairement des similarités entre les teneurs en éléments traces incompatibles de la majorité des liquides théoriques en équilibre avec les cpx des péridotites anhydres et hydratées de Pali Aike, et celles des basaltes d'affinité alcaline de la province volcanique de Pali Aike (« cratoniques » : d'influence intra-plaque ; Stern *et al.*, 1990 ; D'Orazio *et al.*, 2004). Ces basaltes cratoniques ressemblent à des basaltes d'îles océaniques (OIB) plutôt qu'aux basaltes de rides médio-océaniques (MORB ; Stern *et al.*, 1990). Nous notons que seuls les liquides à l'équilibre avec les cpx de la harzburgite à amphibole (PM18-17) sont riches en éléments incompatibles et similaires aux liquides théoriques alcalins de type OIB de l'archipel des Kerguelen, et à ceux en équilibre avec les cpx des péridotites métasomatisées de Gobernador Gregores (Figure VI-40, VII-33). Pour comprendre les concentrations faibles en éléments incompatibles des liquides théoriques de Pali Aike, j'ai reporté les compositions de liquides appauvris en ces éléments, c'est à dire les MORB (N-MORB et E-MORB ; Sun et McDonough, 1989) dans la Figure VI-32. Les liquides théoriques à l'équilibre avec les cpx de Pali Aike sont de composition intermédiaire entre des basaltes de type OIB et des E-MORB. Les HREE dans les liquides à l'équilibre sont variables et ne sont que rarement en accord avec les compositions des basaltes alcalins. Ces désaccords sont probablement causés par la présence du grenat dans les péridotites, et de la ré-équilibration de l'agent métasomatique avec ce dernier. La présence de grenat n'est pas prise en compte dans les coefficients de partage utilisés lors des calculs des liquides à l'équilibre. Les quelques anomalies, notamment en titane, observées pour les liquides en équilibre par rapport aux spectres des basaltes se retrouvent dans les basaltes étudiés dans cette étude (cf. Figure III-4). Dans la figure VI-32, l'absence de ces anomalies (ex : Ti, anomalies négatives en Zr) est due à l'absence de valeurs pour les basaltes dans la littérature (ex. Stern *et al.*, 1990).

IV-1.2.1.b. Le métasomatisme modal à orthopyroxène

Les empreintes d'un métasomatisme modal à orthopyroxène s'observent sous deux formes dans le manteau péridotitique de Pali Aike : (1) une imprégnation d'orthopyroxénite (PM18-01) dans un encaissant péridotitique riche en olivine ; (2) des orthopyroxènes interstitiels (opx-2) englobant les clinopyroxènes et interagissant avec les couronnes kélyphitiques des grenats (cf. Pétrographie).

(1) l'imprégnation d'orthopyroxénite (PM18-01)

Tout d'abord, une origine de l'orthopyroxénite comme témoin de croûte recyclée dans un manteau convectif (modèle du « marble cake » d'Allègre et Turcotte, 1986) semble peu plausible, notamment d'un point de vue textural. En effet, l'orthopyroxénite forme une veine à bords diffus dans un encaissant riche en olivine (cf. Figure VI-8) et a une texture équi-granulaire à orthopyroxènes (opx-1) grossiers, automorphes et non déformés. Seule une étude isotopique pourrait définitivement infirmer ou confirmer une telle origine (Allègre et Turcotte, 1986 ; Hirshmann et Stolper, 1996). Pour expliquer cette orthopyroxénite, il nous reste les possibilités d'une origine magmatique ou métasomatique (réaction liquide/manteau). Les opx-1 de l'orthopyroxénite se caractérisent par de faibles teneurs en aluminium (~3 wt%) et en titane (0-0,3 wt%), comme ceux de la harzburgite PM18-17. Ils sont cependant légèrement plus pauvres en SiO₂ dans cette dernière (opx-1 : >56 wt% ; Figure VI-14). Les opx-1 de ces deux échantillons sont légèrement plus ferreux (Mg# < 90) que ceux des lherzolites spinelle-grenat de Pali Aike, anhydres ou hydratées. Dans le diagramme Al₂O₃ vs Mg#1 (Figure IV-25), les opx-1 de l'orthopyroxénite sont similaires à ceux des pyroxénites mantelliques (Berly *et al.*, 2006) ainsi qu'à ceux des pyroxénites de Type IIa des îles Kerguelen (Grégoire *et al.*, 1997, 1998, 2001). Ces dernières ont été expliquées comme des cumulats de hautes pressions cristallisés à partir de liquides tholéiitiques transitionnels. L'absence à la fois de cpx contemporains des opx-1 et des compositions en éléments traces de ces opx-1, fait que nous ne pouvons estimer de liquide à l'équilibre avec cette lithologie. Pour conclure, je propose que cette orthopyroxénite à grenat représente soit un produit de réaction entre un liquide de type tholéiitique - transitionnel et un encaissant péridotitique riche en olivine, soit directement un cumulat tholéiitique - transitionnel.

(2) Les opx-2 interstitiels dans les harzburgites hydratées à grenats et dans l'orthopyroxénite (PM18-01)

Dans la harzburgite à spinelle, grenat et amphibole (PM18-17), ainsi que dans celle à spinelle-grenat et phlogopite (PM18-24), des orthopyroxènes interstitiels englobent les clinopyroxènes. Ces opx sont secondaires (opx-2) par rapport aux opx-1 sub-automorphes à automorphes de PM18-17. Dans PM18-24, les opx-1 automorphes sont par contre absents et c'est seulement la texture interstitielle de ces opx, similaire à celle des opx-2 de PM18-17, qui m'a permis de considérer les opx de PM18-24 comme secondaires. Ces opx-2 sont également étroitement associés aux grenats et cristallisent parfois dans les couronnes képhylitiques de ces derniers (voir pétrographie). Des opx-2 interstitiels, se formant plutôt aux dépens des olivines et associés à du verre et des amphiboles, ont déjà été décrits dans le manteau de Gobernador Gregores (cf. chapitre V).

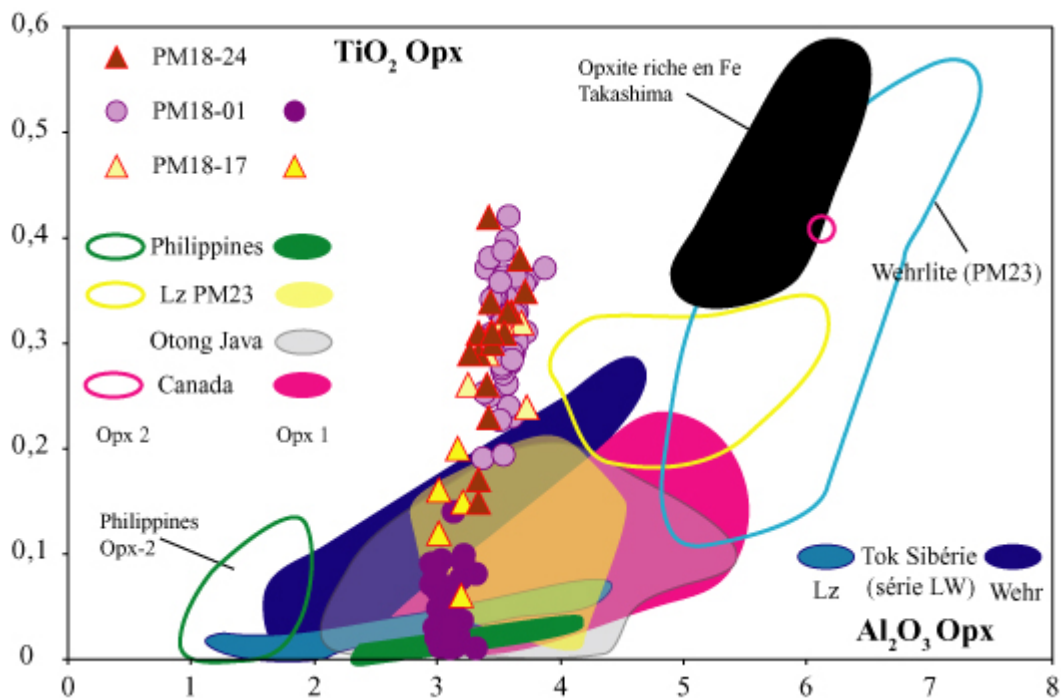


Figure VI-33 : Diagramme TiO_2 vs Al_2O_3 des orthopyroxènes des harzburgites et de l'orthopyroxénite (PM18-01) à spinelle et grenat de Pali Aike. Les champs vides représentent les opx-2 et les champs remplis correspondent aux opx-1 dans des péridotites mantelliques d'arc océaniques (Ontonong Java : Ishikawa *et al.*, 2004 ; Philippines : Arai *et al.*, 2004 ; Takashima : Arai *et al.*, 2006) et d'arc continentaux (Canada : Peslier *et al.*, 2002, Gobernador Gregores ; cette étude). Les lherzolites et les wehrlites de la série LW de Tok (Ionov *et al.*, 2006 et 2005) sont également reportées.

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Les opx-2 xénomorphes dans l'orthopyroxénite PM18-01 forment des amas de cristaux enchevêtrés. Les opx-2 sont associés à des cpx et à de la phlogopite interstitiels. Macroscopiquement, les relations entre les zones à opx-2 (+ phlogopite + cpx) et celles à opx-1 sont bien nettes. En effet, les opx-1 sont localisés au cœur de la veine alors que les opx-2 interstitiels s'observent en bordure de veine, voire dans l'encaissant de cette veine. De plus, la veine d'opx-1 est recoupée par deux veines tardives. Ces dernières correspondent à des opx-1 déstabilisés (opx-1 à aspect grignoté) en un mélange de petits opx-2, de phlogopites et de clinopyroxènes. Des opx-1, recoupés en partie par une des veines tardives, présentent une moitié saine aux contours automorphes et une moitié déstabilisée et traversée par de nombreuses traînées d'inclusions vitreuses. Ces opx-1, dits « grignotés », ont les mêmes compositions chimiques que les opx-2 xénomorphes. De ce fait, il semble donc que les opx-2 aient cristallisé au cours d'une réaction entre des opx-1 et un liquide/fluide à l'origine des veines tardives.

Comme nous avons pu noter des similitudes de composition chimique des opx-1 entre l'orthopyroxénite et la HSG_{HA} PM18-17 (cf paragraphe ci-dessus), les opx-2 de ces deux échantillons sont identiques (Figure VI-13, 14). Nous notons également que leurs grenats (Figure VI-18), riches en fer (Mg# <81) et en titane (> 0,2 wt%), sont similaires.

Les opx-2 des harzburgites et de l'orthopyroxénite de Pali Aike sont enrichis en fer (Mg#_{Opx-2} : 88,4-89,4) et en titane (0,2-0,4 wt%) par rapport aux opx-1, mais sont moins alumineux et surtout moins siliceux (54,5-56 wt%). Dans la harzburgite à phlogopite PM18-24 et dans l'orthopyroxénite PM18-01, les opx-2 s'associent à des olivines (Mg# :88), des grenats (Mg# <81), des clinopyroxènes (Mg# : 88-89) et des phlogopites plus ferreuses (Mg# : 87-88,5). Ces deux derniers types de minéraux (clinopyroxènes et phlogopites) sont riches en titane (1 wt% et >5 wt%, respectivement ; Figure VI-16, 20). Les grenats, dans une moindre mesure, ont des teneurs en titane supérieures à la moyenne (0,2-0,3 wt% ; Figure VI-18) et sont plus ferreux (Mg# <81).

En revanche, dans PM18-17, les opx-2 s'associent à des cpx qui ne présentent pas d'enrichissement particulier en titane (~0,5 wt%) ni en fer (Mg# : 89,5-90), mais s'associent tout de même à des olivines relativement ferreuses (Mg# : 88-89).

Les opx-2, présentés dans cette étude, ne ressemblent ni texturalement, ni chimiquement, aux opx II fibro-radiés des péridotites mantelliques du Sud du Kamchatka (Arai *et al.*, 2003 ; Ishimaru *et al.*, 2006), de Lihir (Papouasie Nouvelle Guinée ; McInnes *et al.*, 2001 ; Grégoire *et al.*, 2001), du volcan Iraya (Philippines, Arai *et al.*, 2004 ; Figure VII-

13) et du plateau du Colorado (Smith *et al.*, 1999). Dans toutes ces localités, ces opx II sont interprétés comme formés par la circulation de liquides ou de fluides issus de la déshydratation du slab, ou encore, dans le cas des xénolites de péridotites à spinelle les moins alumineux du grand Canyon (USA, Smith et Riter, 1997), comme des opx équilibrés dans le faciès des péridotites à chlorite.

Les opx-2 ont des compositions en titane similaires aux opx-2 des wehrlites et des lherzolites de Gobernador Gregores, et légèrement inférieures à celles des opx-2 des orthopyroxénites riches en Fe de Takashima (Japon, Arai *et al.*, 2006 ; Figure VI-33). Ils ont cependant des compositions en aluminium bien inférieures (< 3 wt %). Cet effet tampon peut s'expliquer probablement par la présence du grenat dans les enclaves de Pali Aike, qui est la phase minérale contrôlant les teneurs en aluminium des autres phases minérales (Ionov *et al.*, 1993).

Le liquide ou fluide responsable de la formation des veines tardives dans l'orthopyroxénite de Pali Aike doit pouvoir à la fois « digérer » l'orthopyroxène (opx-1) et cristalliser de la phlogopite, des cpx et des opx-2. De ce fait, l'agent métasomatique devait être de type sous-saturé en silice et riche en potassium. De plus, il devait être capable de transporter des éléments traces de type « HFSE » (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti-anomalies >0 dans les cpx), du calcium et du fer, et donc être un liquide plutôt qu'un fluide (ex. Elliott *et al.*, 1997).

Pour tenter d'appréhender la nature et la composition de l'agent métasomatique de l'orthopyroxénite et pour tester si cet agent métasomatique possède des caractéristiques voisines de celles des laves de Patagonie et notamment de celles de la province volcanique de Pali Aike, j'ai calculé les teneurs en terres rares et autres éléments traces incompatibles des liquides théoriques en équilibre avec les clinopyroxènes qui ont été formés par le même épisode métasomatique que les opx-2 de ces péridotites. Ainsi, le liquide obtenu correspondra également à celui qui est à l'origine des opx-2. Pour cela, j'ai utilisé les coefficients de partage cpx/liquides silicatés mafiques de McKenzie et O'Nions (1991) et de Hart et Dunn (1993).

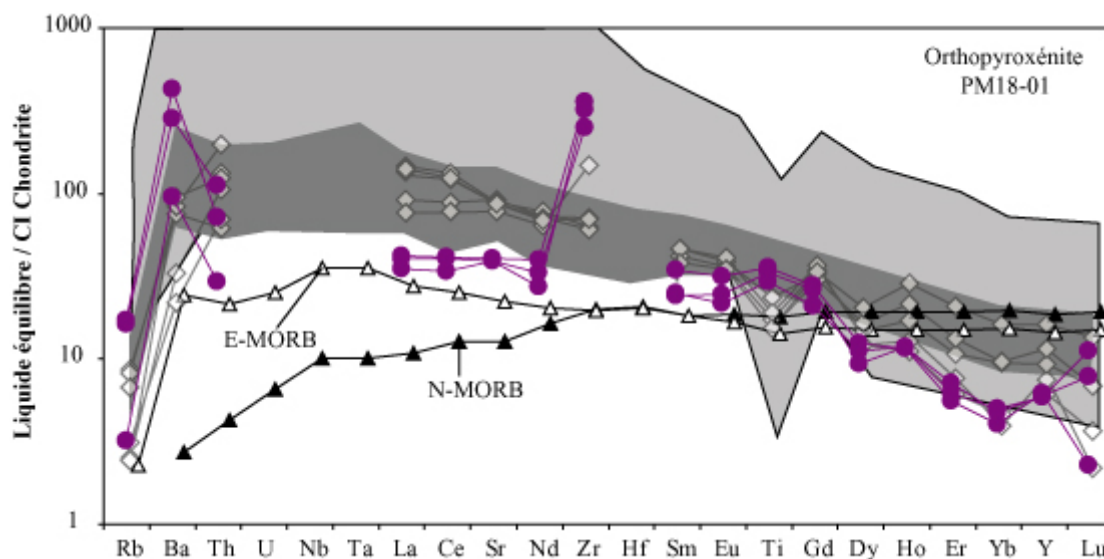


Figure VI-34 : Diagrammes étendus des éléments traces des liquides théoriques à l'équilibre avec les clinopyroxènes de l'orthopyroxénite à spinelle et à grenats de Pali Aike (PM18-01). Les coefficients de partage entre cpx et liquide sont issus de McKenzie et O'Nions (1991) et de Hart et Dunn (1993). Les basaltes d'affinités alcalines de la zone volcanique de Pali Aike (PAVF ; Stern *et al.*, 1990 ; D'orazio *et al.*, 2004) et les E-MORB et N-MORB (Sun et McDonough, 1989) sont représentés. Losange : lherzolite, triangle : harzburgite, cercle : orthopyroxénite. Les spectres à losanges gris représentent les liquides à l'équilibre avec les cpx des lherzolites à grenat anhydres de Pali Aike. Pour le reste, voir figure VI-32.

Les résultats des calculs indiquent clairement des similarités entre les teneurs en éléments traces incompatibles des liquides théoriques et celles des basaltes d'affinité alcaline de la province volcanique de Pali Aike (« cratoniques » : d'influence intra plaque ; Stern *et al.*, 1990 ; D'Orazio *et al.*, 2004). Les teneurs en HREE du liquide théorique montrent des valeurs plus faibles que celles des basaltes, ceci étant dû à la présence de grenat (voir paragraphe métasomatisme cryptique et modal à amphibole et phlogopite ci-dessus).

Mais comment expliquer la cristallisation des opx-2 alors que les opx-1 sont attaqués ? Comme nous l'avons noté pour les opx-2 de Gobernador Gregores, un liquide sous-saturé en silice peut, au cours de sa circulation dans le manteau, évoluer, se différencier et s'enrichir en silice, notamment par dissolution des orthopyroxènes (opx-1) rencontrés sur sa route lors de son ascension (ex. Wulff-Pedersen *et al.*, 1996). De petits volumes de liquides sous-saturés en silice traversant une lithologie riche en opx vont, dans un premier temps, dissoudre les opx. Ensuite, à cause éventuellement d'une faible valeur du rapport volume liquide/volume de roche encaissante et de l'augmentation de la viscosité du liquide circulant (enrichissement en

Chapitre VI : Xénolites mantelliques du Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Si : augmentation du degré de polymérisation), ce dernier pourra recristalliser, quasi-in situ, des opx-2 moins siliceux, plus ferreux et plus titanifères.

Dans cet esprit, Arai *et al.* (2006) interprètent les orthopyroxénites riches en Fe de Takashima comme des produits de réaction entre des basaltes alcalins évolués et des olivines magnésiennes mantelliques. Ils excluent une formation par réaction d'agents riches en silice dérivés d'un slab avec l'olivine mantellique, qui cristallise en générale des opx secondaires fibro-radiés métasomatiques (McInnes *et al.*, 2001 ; Arai *et al.*, 2004).

En conclusion, le manteau sous Pali Aike a connu deux événements métasomatiques à opx :

(i) un premier événement, impliquant des liquides tholéiitiques-transitionnels, qui a permis la cristallisation d'orthopyroxènes peu titanifères dans des lithologies réfractaires (riches en olivine dans le cas PM18-01) ;

(ii) un second événement plus tardif, déjà observé dans le manteau de Gobernador Gregores, impliquant des liquides initialement sous-saturés en silice qui ont dissous des opx-1, et de ce fait évolué localement vers des compositions plus riches en silice, engendrant la cristallisation des opx-2. Les opx-2 de la harzburgite à amphibole (PM18-17) et de la harzburgite à phlogopite (PM18-24) sont de même composition chimique que ceux de l'orthopyroxénite. Par conséquent, leur formation est attribuée au second événement métasomatique tardif.

Chapitre VII : Conclusions

I - Conclusions sur le manteau Patagonien

Les enclaves ultramafiques et mafiques de cette étude proviennent de plusieurs localités réparties dans trois zones de Patagonie, situées en contexte d'arrière-arc : Nord (42°-46°S), Centrale (46°-49°S) et Sud (49°-52°S). Ces enclaves reflètent le caractère hétérogène, d'un point de vue pétrographique, minéralogique et géochimique, du manteau lithosphérique présent sous la Patagonie.

Au nord (42°-46°S), le manteau à spinelle est majoritairement réfractaire. Il se compose essentiellement de roches pauvres en clinopyroxènes (harzburgites) avec une texture prédominante de type porphyroclastique, à l'exception du manteau sous Praguaniyeu. En effet, le manteau de cette localité, située à l'est du grand plateau basaltique de Somoncura, a une texture dominante de type équi-granulaire. Le manteau de Praguaniyeu montre des températures d'équilibre très élevées (~1100°C) en comparaison à la température moyenne, plus basse, du manteau du reste de la zone Nord (780-850°C). Le manteau supérieur de la Zone Nord patagonienne ne contient que très rarement des phases hydroxylées (Cerro Rio Chubut, Cerro el Mojon : Mallmann, 1998 ; Praguaniyeu : Bjerg *et al.*, 2005).

Mon étude met en évidence la présence de sections de manteau supérieur fertiles et similaires au niveau des localités de Cerro de los Chenques et de Cerro Clark. Il est donc possible de proposer qu'un tel manteau supérieur caractérise la zone d'environ 200 km (44°52'-46°43'S) du Nord au Sud sur moins de 100 km de l'Est à l'Ouest (70°04'-69°29'W), située entre ces deux localités d'enclaves mantelliques. Le manteau supérieur sous cette zone se compose de lithologies riches en pyroxènes (ex. lherzolites, webstérites, orthopyroxénite et clinopyroxénites). Les textures prédominantes sont de type porphyroclastique à équi-granulaire. Ce manteau, localement homogène, présente de faibles températures d'équilibre (750 à 950°C).

Au sud de la latitude 47°S, le manteau présent sous Gobernador Gregores se compose principalement de lithologies, équilibrées dans le faciès mantellique à spinelle, riches en clinopyroxènes, telles que les lherzolites et les wehrlites, ces dernières étant substantiellement pauvres en orthopyroxènes. Ce manteau, souvent texturalement rééquilibré (texture

équigranulaire), contient des amphiboles et/ou des phlogopites, parfois en quantité importante. Les températures d'équilibre varient de 850°C dans les lherzolites réfractaires anhydres jusqu'à 1050°C dans les péridotites hydratées. Sous la province volcanique de Pali Aike (52°S), le manteau est à la fois du faciès à spinelle et du faciès à spinelle + grenat. Le manteau plus profond, à grenat seul, n'a pas été échantillonné. Ce type de xénolites mantelliques à grenat seul, répandues dans les kimberlites, est plutôt rare en dehors des zones de craton (Est de la Chine : Xu *et al.*, 2000 ; Sud-Est de la Sibérie : Ionov *et al.*, 1993 ; Antarctique : Foley *et al.*, 2006). La plupart des xénolites de Pali Aike témoignent de processus métasomatique cryptique ou modal. Les amphiboles et les phlogopites, moins abondantes que dans le manteau de Gobernador Gregores, sont présentes principalement dans les péridotites à grenats.

Les enclaves mantelliques patagoniennes ont parfois conservé les stigmates de l'histoire de fusion partielle qu'elles ont subies, et ce principalement dans la zone Nord patagonienne. Les taux de fusion partielle estimés avoisinent 10 à 15 %, dans les lithologies les plus réfractaires de Cerro Rio Chubut, de Cerro de los Chenques et de Cerro Aznare au Nord, alors que le manteau des zones centrales et Sud de la Patagonie a connu un ou plusieurs événements métasomatiques qui ont caché souvent totalement l'empreinte de leur histoire de fusion. Lorsque cette empreinte persiste, les taux de fusion partielle estimés varient de 5 à 9 % à Cerro Clark, de 11 à 15 % à Gobernador Gregores et de 1,5 à 10% à Pali Aike.

Sur le profil Est-Ouest qu'il a été possible de réaliser au niveau du plateau de Somoncura, il n'existe pas de variation chimique directement attribuable soit à l'influence du slab situé à l'ouest soit à celle de la remontée asthénosphérique (« baby hot spot », Kay *et al.*, 1992 ; « asthenospheric upwelling » : de Ignacio *et al.*, 2001) située à l'Est et responsable de la formation du plateau de Somoncura (Kay *et al.*, 2007 ; Ntaflos *et al.*, 2000). Nous notons seulement que le manteau au niveau de Praguaniyeu a été métasomatisé au cours de la circulation de grands volumes de liquides silicatés le plus souvent alcalins, alors que sous Cerro Rio Chubut, le manteau a été moins affecté par cette circulation, permettant une meilleure préservation des empreintes de l'histoire de fusion partielle antérieure. Ces différences peuvent s'expliquer par la localisation du premier à l'aplomb de la remontée du plume mantellique, alors celui sous Cerro Rio Chubut se situe en périphérie du plateau volcanique.

Les lherzolites de Cerro Clark et de Cerro de los Chenques se sont certainement formées par réaction d'un liquide silicaté (sub-alcalin/alcalin) peu différencié, alumineux et sodique, avec un protolithe harzburgitique réfractaire, ce qui a entraîné la cristallisation de clinopyroxènes et d'orthopyroxènes aux dépens des olivines. De telles circulations de liquides et les réactions associées peuvent localement enrichir les lherzolites pour former des webstérites à olivine. Ceci permet de rendre compte du continuum modal et chimique observé entre les lherzolites et les webstérites de ces deux localités. Ces lherzolites et webstérites auraient donc une origine métasomatique. L'orthopyroxénite de Cerro de los Chenques est l'unique témoin d'un métasomatisme causé probablement par la circulation dans le manteau d'un liquide (ou fluide) issu de la déshydratation d'un slab subductant. Une telle influence du slab, n'a à ce jour jamais été décrite dans le manteau Patagonien de la zone Nord. En effet, les seules évidences d'un métasomatisme relié au contexte de subduction ont été décrites plus au Sud, près de l'arc andin, à Cerro Fraile (« métasomatisme adakitique », Kilian et Stern, 2002).

De nombreuses caractéristiques géochimiques et modales du manteau supérieur à l'aplomb de Gobernador Gregores ainsi que celui sous Pali Aike sont en désaccord avec l'existence d'un métasomatisme carbonatitique, comme proposé avant cette étude par Gorrington et Kay (2001). Les caractéristiques observées sont en accord plutôt avec la circulation d'un liquide silicaté plus ou moins alcalin initialement sous-saturé en silice (et/ou hydraté) qui évolue vers un liquide plus riche en silice et plus différencié. La cristallisation de l'amphibole et les variations des coefficients de partage des HFSE (Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) entre le clinopyroxène et le liquide, causées par les changements de composition des liquides percolants, peuvent expliquer les appauvrissements en Ti par rapport aux REE, les variations du rapport Nb/Ta dans les cpx et les amphiboles. Lors de la circulation des liquides sous-saturés à travers la colonne mantellique, ils vont s'enrichir à la fois en LREE (éléments compatibles dans le liquide) par rapport aux HREE, et également en silice par dissolution de l'opx primaire des péridotites (ex. Wulff-Pedersen *et al.*, 1996 ; Arai *et al.*, 2006). De mobilité réduite, le liquide résultant plus différencié et enrichi en silice cristallisera quasiment in situ des orthopyroxènes secondaires aux dépens de l'olivine. Ces opx-2 sont largement observées dans les péridotites riches en olivines, principalement dans les wehrlites et les harzburgites de Gobernador Gregores et de Pali Aike. Les enclaves de Gobernador Gregores mettent en évidence que le manteau lithosphérique de cette région, appauvri par des processus de fusion partielle (harzburgites anhydres), a ensuite souffert d'un épisode métasomatique majeur relié à la circulation massive de grands volumes de liquides alcalins, sous saturés en

silice, de compositions similaires aux liquides fortement alcalins des îles Kerguelen (ex. Grégoire *et al.*, 1997) et des basaltes alcalins hôtes. Le manteau sous les deux localités a donc connu un événement métasomatique silicaté alcalin important, qui se traduit aussi par la cristallisation d'amphibole et de phlogopite. Du fait que les concentrations en REE dans les cpx des péridotites de Pali Aike sont 10 fois inférieures à celles mesurées dans les cpx de manteau de Gobernador Gregores, nous pouvons penser que le liquide métasomatisant était moins alcalin dans le cas de Pali Aike.

A moins de 100 km au Sud de Gobernador Gregores, le manteau de Tres Lagos (Ntaflos *et al.*, 2006), ne semble pas avoir connu la même histoire métasomatique, malgré un âge de mise en place en surface voisin pour ces deux localités. En effet, le manteau de Tres Lagos correspond à une lithosphère appauvrie, contenant de rares témoins de métasomatisme modal ou cryptique, que les auteurs expliquent comme une vieille pièce isolée de lithosphère appauvrie, dans laquelle le métasomatisme n'est pas le processus dominant (Ntaflos *et al.*, 2006).

Les conditions d'équilibre estimées dans ce travail traduisent un géotherme élevé, notamment à l'Est du plateau de Somoncura et sous Pali Aike, intermédiaire entre le géotherme océanique ou celui enregistré au Sud-Est de l'Australie (Bjerg *et al.*, 2005) et le géotherme sous la péninsule Antarctique (Foley *et al.*, 2006), ce qui est anormal pour un contexte tectonique intra-plaque continental.

De manière générale, le manteau Patagonien a connu une histoire de fusion partielle, mieux conservée dans les xénolites du Nord, puis un ou plusieurs événements métasomatiques, entraînant des enrichissements très importants notamment dans le manteau situé au sud de 46°30'S. Les témoins de la participation du slab à la modification du manteau d'arrière-arc étudié semblent quasi-inexistants, à l'exception peut être de la veine d'orthopyroxénite de Cerro de Los Chenques. Les liquides qui ont métasomatisé intensément et à grande échelle ce manteau sont silicatés et le plus souvent d'affinité alcaline, voire fortement alcaline (Gobernador Gregores notamment). Ces liquides métasomatiques sont certainement à relier aux différentes phases magmatiques de Patagonie qui ont en particulier formé les grands plateaux basaltiques de Patagonie, phases magmatiques associées à des processus de remontée asthénosphérique en contexte d'extension, au travers de fenêtres asthénosphériques formées dans le slab (ex. Gorrington *et al.*, 1997 ; Gorrington et Kay, 2001 ; Guivel *et al.*, 2006 ; Rivalenti *et al.*, 2004).

II – Perspectives

Les perspectives détaillées ci-dessous ne sont bien sûr pas exhaustives et d'autres émergeront au fur et à mesure que les recherches sur les enclaves mantelliques de Patagonie progresseront.

Cette étude a porté sur les phases minérales principales du manteau patagonien (cpx, ol, opx, etc...). Nous ne sommes pas sans savoir que des phases secondaires (telles que l'apatite, l'ilmenite, carbonate, sulfures etc...) jouent un rôle majeur dans le fractionnement de certains éléments traces et sont susceptibles d'expliquer certaines anomalies chimiques. Dans l'avenir, une attention toute particulière sera portée aux associations minéralogiques secondaires reliées à des processus métasomatiques et nous étudierons les phases minérales exotiques pouvant être présentes dans ces paragenèses secondaires.

Dans la continuité de cette étude, nous avons noté l'importance des orthopyroxènes, notamment des opx-2, souvent associés à du verre, des amphiboles et/ou des phlogopites, qui dans certains cas (même si ils semblent rares) offrent une nouvelle approche de la nature des agents métasomatiques présents dans un contexte d'arrière arc, influencé probablement par la subduction localisée plus à l'ouest. Pour cela il est nécessaire de quantifier les teneurs en éléments traces, voire les compositions isotopiques de ces orthopyroxènes métasomatiques. L'analyse des éléments traces in situ dans les orthopyroxènes permettra par exemple de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse de circulation de liquide alcalin évolué enrichi en silice utilisé pour expliquer la formation des opx-2 de Gobernador Gregores et de Pali Aike. En effet, nous nous attendons à ce qu'ils se caractérisent par de plus fortes abondances en terres rares que ceux des orthopyroxènes mantelliques primaires et de « type-Avacha » (Arai *et al.*, 2003). Ces derniers ont aussi une origine réactionnelle mais entre l'olivine mantellique et des fluides et/ou liquides issus de la déshydratation d'un slab voire de sa fusion (McInnes *et al.*, 2001 ; Grégoire *et al.*, 2001 ; Ishimaru *et al.*, 2006 ; Kilian et Stern, 2002).

La caractérisation isotopique, aussi bien radiogénique (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf, Re-Os) que stable (O18-O16, D-H, Li6-Li7), est un des autres objectifs dans la continuité de ce travail. Elle va nous permettre d'une façon générale de caractériser les sources des magmas/fluides métasomatisants et en particulier d'encore mieux distinguer les processus métasomatiques associés aux processus de déshydratation des plaques plongeantes de ceux reliés à l'activité de points chauds et autres processus de remontées asthénosphériques et donc par exemple de mieux contraindre les modèles proposés dans ce travail de thèse. Le couple

Re-Os sera également utilisé pour dater d'éventuels événements de fusion partielle des péridotites mantelliques. Pour cela une focalisation sur les paragenèses sulfurées qui s'observent dans de nombreuses enclaves de Patagonie (typologie précise, compositions en majeurs, traces et EGP (éléments du groupe du platine comme Os) sera nécessaire. En effet les sulfures qui sont les principaux porteurs de l'Os peuvent être résiduels ou d'origine métasomatique (ex. Alard *et al.*, 2002 ; Pearson *et al.*, 1995).

L'étude préliminaire des verres réalisée sur la wehrlite composite, recoupée par des filons d'orthopyroxène, PM23-48 montre que des liquides carbonatitiques ont circulé dans cette wehrlite. Est ce que ces verres font partie de l'histoire mantellique de la wehrlite ou est ce qu'ils sont plutôt des produits d'une fusion par décompression lors de la prise en charge par la lave hôte, comme exprimé par Laurora *et al.* (2001) ? Ceci reste aussi à éclaircir.

Les enclaves de Patagonie sont connues depuis de nombreuses années, mais les principales études se sont focalisées essentiellement et pendant longtemps sur quelques localités spectaculaires en terme de taille, de diversité des enclaves et de paragenèses minérales d'origine métasomatique (Pali Aike - Skewes et Stern, 1979 ; Stern *et al.*, 1999 ; Kempton *et al.*, 1999 ; cette étude - Gobernador Gregores - Gorrington et Kay, 2000 ; Laurora *et al.*, 2001 ; Rivalenti *et al.*, 2004a ; cette étude). Ce n'est que depuis peu que les autres localités sont systématiquement étudiées (Tres Lagos- Ntaflos *et al.*, 2006 - Paso de los Indios et Cerro de los Chenques - Rivalenti *et al.*, 2004b; Bjerg *et al.*, 2005), alors que de nouvelles localités sont régulièrement découvertes (Ex :Tierra del Fuego- Acevedo et Quartino, 2004 ; Estancia Poklepovic - Aliani *et al.*, 2004 ; Cerro Redondo - Schilling *et al.*, 2005 ; Cerro del Fraile – Kilian et Stern, 2002 ; Cerro de la Laguna - Bertotto, 2002a ; Cerro Huanul – Bertotto, 2002b). Une des perspectives de mon étude est donc d'étendre les approches que j'ai utilisées (et celles que je prévois d'utiliser) aux autres localités d'enclaves de Patagonie et ainsi de tester sur le plus possible de localités les modèles que je propose dans ce travail. Il est clair que de nouveaux modèles pourront également émerger de cette étude globale.

Bibliographie

- Abratis, M., Wörner, G. (2001). Ridge collision, slab-window formation and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geology* 29, p. 127–130.
- Acevedo, R. D., Quartino, B. J. (2004). Basalto alcalino portador de xenolitos ultramáficos en Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59, p. 411-415.
- Agostini, S., D’Orazio, M., Gonzalez-Ferran, O., Haller, M. J., Innocenti, F., Lahsen, A., Manetti, P., Mazzarini, F., Mazzuoli, R., Meister, C. (1999). The Pali Aike Volcanic Field, Southern Patagonia: petrogenesis and geodynamic significance. XIV Congreso Geológico Argentino, actas II, Salta.
- Alard, O., Griffin, W. L., Pearson, N. J., Lorand, J. –P., O’Reilly, S. Y. (2002). New insights into the Re-Os systematics of sub-continental lithospheric mantle from in-situ analysis of sulphides. *Earth and Planetary Science Letters* 203, p. 651-663.
- Albarède, F. (1998). Time dependent models of U-Th-He and K-Ar evolution and the layering of mantle convection. *Chemical Geology* 145, p. 413-429.
- Aliani, P. A., Bjerg, E. A., Ntaflos, T. (2004). Evidencias de metasomatismo en el manto sublitosférico de Patagonie. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59, p. 539-555.
- Allègre, C. J., Turcotte, D. L. (1986). Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323, p. 123-127.
- Alric, V. L. (1996). Los basaltos portadores de xenolitos aflorantes en las localidades Paso de Indios y Cerro Cóndor, departamento de Paso de Indios, Provincia del Chubut. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. 135 pp.
- Alric, V. L., Haller, M. J., Féraud, G., Bertrand, H. (2002). Volcanismo alcalino paléogeno en los alrededores de Paso de Indios, provincia del Chubut. Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate.
- Alves, S., Schiano, P., Capmas, F., Allègre, C.-J. (2002). Osmium isotope binary mixing arrays in arc volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 198, p. 355-369.
- Aoki, K. (1968). Petrogenesis of ultrabasic and basic inclusions in Iki Island, Japan. *American Mineralogist* 53, p. 241-256.
- Aoki, K. (1975). Origin of phlogopite and potassic richterite bearing peridotite xenoliths from South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 53, p. 145-156.
- Arai, S., Abe, N., Ninomiya, A. (1994). Reaction of peridotite xenoliths with host magmas as an analogue of mantle-melt interaction: microscopic characteristics. *The Science Reports of Kanazawa University* 39, p. 65-99.

- Arai, S (1994). Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59, p. 279-294.
- Arai, S., Abe, N. (1995). Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali-basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *American Mineralogist* 80, p.1041-1047.
- Arai, S., Kida, M. (2000). Origin of fine-grained peridotite xenoliths from Iraya volcano of Batan Island, Philippines: deserpentinization or metasomatism at the wedge mantle beneath an incipient arc? *Island Arc* 9, p. 458–471. doi:10.1046/j.1440-1738.2000.00294.x
- Arai, S., Ishimaru, S., Okrugin, V. M. (2003). Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc: an implication for the metasomatic agent. *The Island Arc* 12, p. 233-246
- Arai, S., Takada, S., Michibayashi, K., Kida, M. (2004). Petrology of peridotite xenoliths from Iraya Volcano, Philippines, and its implication for dynamic mantle-wedge processes. *Journal of Petrology* 45, p. 369-389
- Arai, S., Shimizu, Y., Morishita, T., Ishida, Y. (2006). A new type of orthopyroxenite xenolith from Takashima, Southwest Japan : silica enrichment of the mantle by evolved alkali basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, p. 387-398.
- Arculus, R. J., Powell, R. (1986). Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research* 91, p. 5913-5926.
- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M., Salani, F. (2000). El volcanismo en la Patagonia ExtraAndina. En: Caminos, R. (Eds.), *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Buenos Aires, Anales* 29, p. 579-612.
- Bäckström P. D. (1915). Petrographische Beschreibung einiger Basalte von Patagonien, West-antarktika und den Süd-sandwich Inseln. *Bulletin of the Geological Institute. University of Uppsala* XIII, p.115-182.
- Bahlburg, H., Hervé, F. (1997). Paleozoic geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 109, p. 869-884.
- Baker, P. E., Rea, W. J. (1978). Compositional variations in the Patagonia plateau basalts. Abstract in *International Geodynamics Conference, Tokyo, Science Council of Japan*, p.206-207.
- Baker, P. E., Rea, W. J., Skarmeta, J., Caminos, R., Rex, D. C. (1981). Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London* 303, p. 105-149.
- Ban, M., Witt-Eickschen, G., Klein, M., Seck, H. A. (2005). The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: Incongruent break down of amphibole. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 148, p. 511-523.

Bibliographie

- Banford, D. N., Ballentine, C. J., Halliday, A. N., Fitton, J. G. (1999). Noble gases in the Cameroon Line and the He, Ne, and Ar isotopic compositions of high μ (HIMU) mantle. *Journal of Geophysical Research* 104, p. 29,509-29,527.
- Becker, T. W., Kellogg, J. B., O'Connell, R. J. (1999). Thermal constraints on the survival of primitive blobs in the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 171, p. 351-365.
- Bedini, R. M., Bodinier, J.-L., Dautria, J.-M., Morten, L. (1997). Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East African Rift. *Earth and Planetary Science Letters* 153, p. 67-83.
- Berly, T. J., Hermann, J., Arculus, R. J., Lapierre, H. (2006). Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology* 47, p. 1531-1555.
- Bertotto, G. W. (2002). Cerro Huanul (37°17'S; 68°32'W), nueva localidad con xenolitos ultramaficos en basanitas Cenozoicas del Sur de Mendoza. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate*.
- Bertotto, G. W. (2002). Xenolitos ultramaficos en el Cerro De la Laguna, volcanismo basaltico de retroarco en el sureste de la provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57, p. 445-450.
- Beyer, E. E., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. (2006). Transformation of Archaean lithospheric mantle by refertilization: Evidence from exposed peridotites in the Western Gneiss Region, Norway. *Journal of Petrology* 47, p. 1611-1636.
- Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Ferracutti, G.R., Frisicale, M.C., Labudia, C.H. (2000). Geoquímica de xenolitos ultramaficos de la provincia de Rio Negro. En: *Mineralogía y Metalogenia*, Eds.: I. Schalamuk, Brodtkorb, M. and Etcheverry, R., La Plata, Argentina, 6, p. 53-59.
- Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Frisicale, M.C., Ferracutti, G.R., Labudia, C.H. (2000). Caracterización petrográfica de xenolitos ultramáficos del norte de Patagonia. En: *Mineralogía y Metalogenia*, Eds.: I. Schalamuk, Brodtkorb, M. and Etcheverry, R., La Plata, Argentina, 6, p.60-66.
- Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Dobosi, G., Labudia, C.H. (2005). The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences* 18, p. 125-145.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., Kornprobst, J. (1999). Lu-Hf Isotope Systematics of Garnet Pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for Basalt Origin. *Science* 283, p. 1303-1306.
- Blundy, J. D., Robinson, J. A. C., Wood, B. J. (1998). Heavy REE are compatible in clinopyroxène on the spinel-lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* 160, p. 493-504.

Bibliographie

- Bodinier, J. -L., Guiraud, M., Fabris, J., Dostal, J., Dupuy, C. (1987). Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, p. 279-290.
- Bodinier, J. -L., Vasseur, G., Vernières, J., Dupuy, C., Fabries, J. (1990). Mechanism of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *Journal of Petrology* 31, p. 597-628.
- Bodinier, J. -L., Godard, M. (2003). Orogenic, ophiolitic and abyssal peridotites. In: Carlson, R. W. (ed.), *Geochemistry of the Mantle and Core*. Turekian, K., Holland, H. (Eds), « Treatise on Geochemistry », Elsevier Science Ltd., Amsterdam, vol. 2, p. 103-170.
- Bodinier, J. -L., Bedini, R. M., Vernières, J., Remaïdi, M., Gervilla, F. (2004). Variations chimiques dans les roches mantelliques : fusion partielle ou refertilisation ? Intérêt du rapport Mg/Mg+Fe. *Bulletin Liaison Société Française de Minéralogie et de Cristallographie* 16, p.87-88.
- Bodinier, J. -L., Menzies, M. A., Shimizu, N., Frey, F. A., McPherson, E. (2004). Silicate, hydrous and carbonate metasomatism at Lherz France: Contemporaneous derivatives of silicate melt-harzburgite reaction. *Journal of Petrology* 45, p. 299-320.
- Bohrson, W. A., Clague, D. A. (1988). Origin of ultramafic xenoliths containing exsolved pyroxenes from Hualalai Volcano, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, p.2139–2155.
- Bonatti, E., Michael, P. J. (1989). Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 91, p. 297-306.
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Gutscher, M. A., Monzier, M., Hall, M. L., Cotton, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case South America. *Earth and Planetary Science Letters* 205, p. 123-138.
- Boyd, F. R., Nixon, P. H. (1978). Ultramafic nodules from the kimberley pipes, South Africa. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 42, p. 1367-1382.
- Boyd, F. R., Pokhilenko, N. P., Pearson, D. G., Mertzman, S. A., Sobolev, N. V., Finger, L. W. (1997). Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 128, p. 228-246.
- Bowen, N.L. (1914). The ternary system: Diopside-forsterite-silica. *American Journal of Science* 38, p. 207-264.
- Brandon, A. D., Becker, H., Carlson, R.W., Shirey, S.B. (1999). Isotopic constraints on time scales and mechanisms of slab material transport in the mantle wedge: evidence from the Simcoe mantle xenoliths, Washington, USA. *Chemical Geology* 160, p. 387-407.
- Brey, G. P., Köhler, T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, p. 1353-1378.

Bibliographie

- Cande, S. C., Leslie, R. B. (1986). Late Cenozoïque tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91, p. 471-496.
- Cannat, M., Bideau, D., Hébert, R. (1990). Plastic deformation and magmatic impregnation in serpentinized ultramafic rocks from the Garrett transform fault (East Pacific Rise). *Earth and Planetary Science Letters* 101, p. 216-232.
- Carpenter, R. L., Edgar, A.D., Thibault, Y. (2002). Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineralogy and Petrology* 74, p. 149-162.
- Clague, D. A. (1988). Petrology of ultramafic xenoliths from Loihi seamount, Hawaii. *Journal of Petrology* 29, p. 1161-1186.
- Coltice, N., Ricard, Y. (1999). Geochemical observations and one layer mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters* 174, p. 125-137.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R. W., Siena, F., Upton, B.G.J. (1999). Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology* 40, p.133-165.
- Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Salvini, L., Siena, F. (2000). Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth and Planetary Science Letters* 183, p. 303-320.
- Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Faccini, B., Ntaflos, T., Siena, F. (2004). Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos* 75, p. 115-139.
- Coltorti, M., Bonadiman, C. (2006). Metasomatism in intraplate and suprasubduction lithospheric mantle. *Goldschmidt Conference Abstract*, A109, doi: 10.1016/j.gca.2006.06.131.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Ntaflos, T., Siena, F. (2007). Slab melt and intraplate metasomatism in Kapfenstein mantle xenoliths (Styrian Basin, Austria). *Lithos* xx, p. xx.
- Conceição, R. V., Mallmann, G., Koester, E., Schilling, M., Bertotto, G.W., Rodrigues-Vargas, A. (2005). Andean subduction-related mantle xenoliths: Isotopic evidence of Sr-Nd decoupling during metasomatism. *Lithos* 82, p. 273-287.
- Corbella, H. (1984). El volcanismo de la Altiplanicie del Somuncura. In: Ramos, V. A. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. IX Congreso Geológico Argentino Relatorio, p. 267-300.
- Corvalán, J. (1981). Plate tectonic map of the Circum-Pacific region, Southeast Quadrant. Tulsa, OK. *American Association of Petroleum Geologists*.
- Cox, K.G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London. 450 p.

Bibliographie

- Dalla-Salda, L. H., Dalziel Ian, W. D., Cingolani, C., Varela, R. (1992). Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology* 20, p. 1059-1062.
- Dantas, C, Ceuleneer, G., Grégoire, M., Python, M., Freydier, R., Warren, J., Dick, H. J. B. (2007). Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9°-16°E: Cumulates from incremental melt fractions produced at the top of a cold melting regime. *Journal of Petrology* x, p. (Advance Access section of the web site).
- Darwin, C. (1846). *Geological Observations on Coral Reefs, Volcanic Islands, and on South America: being the Geology of the Voyage of the Beagle, under the Command of Capt. FitzRoy, during the Years 1832-36*. London, Melbourne & Toronto, Ward Lock & Co., 1910. [First published Smith, Elder & Co., London, 1846].
- Davaille, A. (1999). Two-layer thermal convection in viscous fluids. *Journal of Fluid Mechanics* 379, p. 223-253.
- Dawson, J. B. (1984). Contrasting types of mantle metasomatism? In: Kornprobst, J. (ed.) *Kimberlites II; the Mantle and Crust-Mantle Relationships*. Amsterdam: Elsevier, p. 289-294.
- DeBari, S. M., Kay, S. M., Kay, R. W. (1987). Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc. *Journal of Geology* 95, p. 329-341.
- DeBari, S. M., Coleman, R. J. (1989). Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage. *Journal of Geophysical Research* 94, p. 4373-4391.
- Defant, M. J., Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, p. 662-665.
- De Ignacio, C., Lopez, I., Oyarzun, R., Marquez, A. (2001). The northern Patagonia Somoncuro plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling? *Terra Nova* 13, p. 117-121.
- Delpéch, G. (2004). Etude des enclaves ultramafiques des îles Kerguelen: caractérisation du métasomatisme sous un plateau océanique. St-Etienne, Jean Monnet - Département de géologie-pétrologie-géochimie, 331p.
- Delpéch, G., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Moine, B., Michon, G., Giret, A. (2004). Feslpar from carbonate-rich metasomatism in the oceanic mantle under Kerguelen Islands (South Indian Ocean). *Lithos* 75, p. 209-237.
- Demouchy, S., Jacobsen, S. D., Gaillard, F. and Stern, C. R. (2006). Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology* 34, p. 429-432.
- Dick, H. J. B., Fisher, R. L., Bryan, W.B. (1984). Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 69, p. 88-106.

Bibliographie

- Dick, H. J. B., Fisher, R. L. (1984). Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites. In: The mantle and crust-mantle relationships – Mineralogical, Petrological, and Geodynamic Processes. Proceedings of the third International Kimberlite Conference, V. II, Kornprobst, J. (Ed.). Elsevier's Development in Petrology Series, p. 295-308.
- Dick, H. J. B. (1989). Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In : Saunders, A. D., Norry, M. J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society London Special Publications 42, p. 71-105.
- Dick, H. J. B., Ozawa, K., Meyer, P.S., Niu, Y., Robinson, P.T., Constantin, M., Hebert, R., Maeda, J., Natland, J. H., Hirth, G. & Mackie, S. (2002). Primary silicate mineral chemistry of a 1.5-km section of very slow spreading lower ocean crust: ODP Hole 735B, Southwest Indian Ridge. In: Natland JH, Dick HJB, Miler DJ and Von Herzen R (Eds.), Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results: College Station, TX, (ODP), 1-60.(CD-ROM)
- Diraison, M. (1997). Evolution cénozoïque du Bassin de Magellan et tectonique des Andes australes. p.333.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. (1997). Magellan strait: Part of a Neogene rift system. *Geology* 25, p. 703-706.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., Le Corre, C. (2000). Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics* 316, p. 91-119.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., Lahsen, A. (2000). The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321, p. 407-427.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M.J., Manetti, P., Mazzarini, F. (2001). Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~ 52°S, Argentina-Chile). *Lithos* 57, p. 67-89.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A., Omarini, R. (2003). The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile Triple Junction: Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~45°S Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 16, p. 219-242.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J. (2004). Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30' – 52°S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59, p. 525-538.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., Di Vincenzo, G., Tonarini, S. (2005). The Late Pliocene mafic lavas from the Camusù Aike volcanic field (~50°S, Argentina):

Bibliographie

- Evidence for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 18, p. 107-124.
- Downes, H. (2001). Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe. *Journal of Petrology* 42, p. 233-250.
- Downes, H., Reichow, M. K., Mason, P. R. D., Beard, A. D., Thirlwall, M. F. (2003). Mantle domains in the lithosphere beneath the French Massif Central: Trace element and isotopic evidence from mantle clinopyroxenes. *Chemical Geology* 200, p. 71-87.
- Downes, H., Mac Donald, R., Upton, B. G. J., Cox, K. G., Bodinier, J. -L., Mason, P. R. D., James, D., Hill, P. G., Hearn, B. C. Jr. (2004). Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton. *Journal of Petrology* 45, p. 1631-1662.
- Downes, H. (2005). Geochemical constraints on the origin of mantle pyroxenites. *American Geophysical Union*, V41E-1505.
- Edgar, A. D., Lloyd, F. E., Forsyth, D. M., Barnett, R. L. (1989). Origin of glass in upper mantle xenoliths from the quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, p. 277-286.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets 102, p. 14991-15019, doi: 10.1029/97JB00788.
- Elthon, D. H. (1992). Chemical Trends in Abyssal Peridotites: Refertilization of Depleted Suboceanic Mantle. *Journal of Geophysical Research* 97, p. 9,015-9,026.
- Erlank, A. J., Waters, F. G., Hawkesworth, C. J., Haggerty, S. E., Allsopp, H. L., Rickard, R. S., Menzies, M. A. (1987). Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley Pipes, South Africa. In: Menzies, M. A., Hawkesworth, C. J. (Eds), *Mantle Metasomatism*, p. 221-311.
- Fabriès, J., Bodinier, J. -L., Dupuy, C., Lorand, J. -P., Benkerrou, C. (1989). Evidence for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (Northeastern Pyrenees, France). *Journal of Petrology* 30, p. 199-228.
- Farnetani, C.G., Richards, M.A., Ghiorso, M.S., 1996. Petrological models of magma evolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood basalt provinces. *Earth and Planetary Science Letters* 143, p. 81-94.
- Feruglio, E. (1946). Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General Y.P.F. 1, p. 1-334, Buenos Aires.
- Findlay, D. C. (1969). Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex: southern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6, p. 399-425.

Bibliographie

- Foley, S. F., Buhre, S., Jacob, D. E., Rehfeldt, T. (2003). Pyroxenite and dunite xenoliths as metamorphosed cumulate from the Archean lower ocean crust. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract, Canada.
- Foley, S. F., Andronikov, A. V., Jacob, D. E., Melzer, S. (2006). Evidence from Antarctic mantle peridotite xenoliths for changes in mineralogy, geochemistry and geothermal gradients beneath a developing rift. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 70, p. 3096-3120.
- Forsythe, R., Prior, D. (1992). Cenozoic continental geology of South America and its relations to the evolution of the Chile Triple Junction. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* 141, p. 21-31.
- Franz, L., Becker, K. -P., Kramer, W., Herzig, P. M. (2002). Metasomatic mantle xenoliths from the Bismark microplate (Papua New Guinea)—thermal evolution, geochemistry and extent of slab-induced metasomatism. *Journal of Petrology* 43, p. 315–343
- Franzese, J. R., Spalletti, L.A. (2001). Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14, p. 257-270.
- Frey, F. A., Green, D. H. (1974). The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victoria basanites. *Geochemistry et Cosmochimica Acta* 38, p. 1023-1059.
- Frey, F. A. (1980). The origin of pyroxenites from Salt Lake Crater, Ohau, Hawaii: Trace element evidence. *American Journal of science* 280A, p. 427-449.
- Freydier, R. (1997). *Chimie des précipitations en Afrique intertropicale: cations et anions majeurs, éléments traces et acides organiques*. Thèse Université Paul Sabatier. p-206.
- Futa, K., Stern, C. R. (1988). Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the Southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 88, p. 253-262.
- Gamble, J.A., Kyle, P. R. (1987). The origins of glass and amphibole in spinel-wherlite xenoliths from Foster Crater, Mc Murdo Volcanic Group, Antarctica. *Journal of Petrology* 25, p. 755-779.
- Garcia, M. O., Presti, A. A. (1987). Glass in garnet pyroxenite xenoliths from Kaula Island, Hawaii: product of infiltration of host nephelinite. *Geology* 15, p. 904-906.
- Garrido, C. J., Bodinier, J. L. (1999). Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for pervasive melt–rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology* 40, p. 729-754.
- Glaser, S. M., Foley, S. F., Günther, D. (1999). Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos* 48, p. 263-285.
- Gerlach, D. C., Frey, F. A., Moreno-Roa, H., Lopez-Escobar, L. (1988). Recent vlcanism in the Puyehue-Cordon Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5°S): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* 29, p. 333-382.

Bibliographie

- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernandez, M. I., Panza, J. L. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16, p. 1-17.
- Gorring, M. L., Kay, S. M. (2000). Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, p. 55-72.
- Gorring, M. L., Kay, S. M. (2001). Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology* 42, p. 1067-1094.
- Gourgaud, A., Thouret, J. -C. (1990). Magma mixing and petrogenesis of the 13 November 1985 eruptive products at Nevado del Ruiz (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 41, p. 79-96.
- Govindaraju, K. (1994). Compilation of working values and samples description of 383 geostandards. *Geostandards Newsletter* 18 (special issue), 158 p.
- Govindaraju, K., Roelandts, I. (1989). Compilation of working values and sample description for 272 geostandards. *Geostandards Newsletter* 13, 144 p.
- Grégoire, M., Lorand, J. P., Cottin, J. Y., Giret, A., Mattielli, N., Weis, D. (1997). Petrology of Kerguelen mantle xenoliths: evidence of a refractory oceanic mantle percolated by basaltic melts beneath the Kerguelen archipelago. *European Journal of Mineralogy* 9, p.1085–1100.
- Grégoire, M., Cottin, J. Y., Giret, A., Mattielli, N., Weis, D. (1998). The metaigneous xenoliths from Kerguelen archipelago: evidence of a continent nucleation in an oceanic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133, p. 259–283.
- Grégoire, M., Moine, B. N., O'Reilly, S. Y., Cottin, J. Y., Giret, A. (2000). Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonate-rich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology* 41, p. 477-509.
- Grégoire, M., McInnes, B. I. A., O'Reilly, S. Y. (2001). Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea. Part2. Trace element characteristics of slab derived fluids. *Lithos* 59, p.91-108.
- Grégoire, M., Bell, D. R., Roux, A. P. L. (2002). Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: Their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, p.603-625.
- Grégoire, M., Faccini, B., Coltorti, M., Bonadiman, C., Dantas, C., Siena, F. (2007). Zr-enriched clinopyroxenes from Cerro del Fraile mantle xenoliths (southern Patagonia). *Geophysical Research Abstracts* 9, 1-03947.

Bibliographie

- Grove, T. L., Parman, S. W., Bowring, S. A., Price, R. C., Baker, M. B. (2002). The role of an H₂O-rich component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, p. 375-396.
- Guido, D. M., Escayola, M. P., Schalamuk, I. B. (2004). The basement of the Deseado Massif at Bahia Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16, p. 567-577.
- Gurney, J. J., Moore, R. O., Otter, M. L., Kirkley, M. B., Hops, J. J., Mac Candless, T. E. (1991). Southern African kimberlites and their xenoliths. *In* Kampunzu, A. B., Lubala, R. T. (eds.) *Magmatism in extensional structural settings*. Springer-Verlag Berlin, p. 496-535.
- Haggerty, S. H. (1983). The mineral chemistry of new titanates from the Jagersfontein kimberlite: implications for metasomatism in the upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, p. 1833-1854.
- Halliday, A. N., Dickin, A. P., Fallick, A. E., Fitton, J. G. (1988). Mantle dynamics: a Nd, Sr, Pb and O isotopic study of the Cameroon Line volcanic chain. *Journal of Petrology* 29, p. 181-211.
- Hansteen, T. H., Andersen, T., Neumann, E-R., Jelsma, H. (1991). Fluid and silicate glass inclusions in ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands: Implications for mantle metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, p. 242-254.
- Harker, A. (1909). *The Natural History of Igneous Rocks*. London: Methuen.
- Harmon, R. S., Barreiro, B. A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P. W., Thorpe, R. S., Déruelle, B., McHugh, J., Viglino, J. A. (1984). Regional O-, Sr-, and Pb-Isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society of London* 141, p. 803-822.
- Harrington, H. J. (1962). Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46, p.1773-1814, Tulsa.
- Hart, S. R., Dunn, T. (1993). Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, p. 1-8.
- Harte, B. (1977). Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology* 85, p. 279-288.
- Harte, B. (1983). *In* « Continental Basalts and Mantle Xenoliths ». Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (Eds.), Shiva, United Kingdom, p.46.
- Harte, B., Hunter, R. H., Kinny, P. D. (1993). Melt geometry, movement and crystallization in relation to mantle dykes, veins and metasomatism. *Royal Society of London Philosophical Transactions* 342, p. 1-21.
- Hatcher, J. B. (1903). Reports of the Princeton University Exploration to Patagonia, 1896-1899, vol 1, p. 219.

Bibliographie

- Hauri, E. H., Shimizu, N., Dieu, J. J., Hart, S. R. (1993). Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* 365, p. 221-227.
- Hauri, E. H., Hart, S. R. (1994). Constrains on melt migration from mantle plumes: a trace element study of peridotite xenoliths from Savai'i, Western Samoa. *Journal of Geophysical Research* 99, p. 24301-24321.
- Heintz, M., Debayle, E., Vauchez, A. (2005). Upper mantle structure of the South American continent and neighboring oceans from surface wave tomography. *Tectonophysics* 406, p. 115-139.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B., Hofmann, A. W. (2001). Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, p. 677-681.
- Herron, E., Heitzler, J. (1967). Sea-floor spreading near the Galapagos. *Science* 158, p. 775-780.
- Hervé, F., Pankhurst, R. J., Drake, R. E., Beck, M. E. (1995). Pillow metabasalts in a mid-tertiary extensional basin adjacent to the Liquine-Ofqui Fault Zone: The isle Magdalena Area, Aysen, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8, p. 33-46.
- Hickey, R. L., Frey, F. A., Gerlach, D. C. (1986). Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research* 91, p. 5963-5984.
- Hickey-Vargas, R., Moreno-Roa, H., Lopez-Escobar, L., Frey, F. A. (1989). Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarica-Lanin Volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization, and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, p. 361-386.
- Hilton, D. R., Hammerschmidt, K., Teufel S., Friedrichsen, H. (1993). Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 120, p. 265-282.
- Hirose, K., Kushiro, I. (1993). Partial melting of dry peridotite at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters* 114, p. 477-489.
- Hirschmann, M. M., Stolper, E. M. (1996). A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124, p. 185-208.
- Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385, p. 219-229.
- Holness, M. B., Nielsen, T. F. D., Tegner, C. (2007). Textural maturity of cumulates: a record of chamber filling, liquidus assemblage, cooling rate and large-scale convection in mafic layered intrusions. *Journal of Petrology* 48, p. 141-157.

Bibliographie

- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., Ando, A. (1995). Compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, Igneous Rock Series. *Geostandards Newsletter* 19, p. 135-213.
- Ionov, D. A., Savoyant, L., Dupuy, C. (1992). Application of the ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostandards Newsletter* 16, p. 311-315.
- Ionov, D. A., Dupuy, C., O'Reilly, S. Y., Kopylova, M. G., Genshaft, Y. S. (1993). Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 119, p. 283 - 297.
- Ionov, D. A., Ashchepkov, I. V., Stosch, H. -G., Witt-Eickschen, G., Seck, H. A. (1993). Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal region: the nature of the garnet-spinel peridotite transition zone in the continental mantle. *Journal of Petrology* 34, p. 1141-1175.
- Ionov, D. A., Hofmann, A. W., Shimizu, N. (1994). Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. *Journal of Petrology* 35, p. 753-785.
- Ionov, D. A., Hofmann, A. W. (1995). Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131, p. 341-356.
- Ionov, D. A. (1998). Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts. *Journal of Petrology* 39, p. 1931-1941.
- Ionov, D. A., Bodinier, J. -L., Mukasa, S. B., Zanetti, A. (2002a). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* 43, p. 2219-2259.
- Ionov, D. A., Mukasa, S. B., Bodinier, J., -L. (2002b). Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen: Numerical modelling indicates Sr-Nd decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism. *Journal of Petrology* 43, p. 2261-2278.
- Ionov, D. A. (2004). Chemical variations in peridotite xenoliths from Vitim, Siberia: Inferences for REE and Hf behaviour in the garnet - facies upper mantle. *Journal of Petrology* 45, p. 343-367.
- Ionov, D. A., Prikhodko, V. S., Bodinier, J. -L., Sobolev, A. V., Weis, D. (2005a). Lithospheric mantle beneath the south-eastern Siberian craton: Petrology of peridotite xenoliths in basalts from the Tokinsky Stanovik. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 149, p. 647-665.
- Ionov, D. A., Chanefo, I., Bodinier, J. -L. (2005b). Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 150, p. 335-353.
- Ionov, D. A., Ghazot, G., Chauvel, C., Merlet, C., Bodinier, J. -L. (2006). Trace element distribution in peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: A record of pervasive,

- multi-stage metasomatism in shallow refractory mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, p. 1231-1260.
- Irvine, T. N. (1982). Terminology for mafic intrusions. *Journal of Petrology* 23, p. 127-162.
- Irving, A. J. (1974). Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulites xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia. *Journal of Petrology* 15, p. 1-40.
- Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, Y., Shirasaka, M., Okrugin, V. M. (2006). Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka. *Journal of Petrology*, Advance Access, doi:10.1093/petrology/eg1065.
- Jackson, E. D., Wright, T. L. (1970). Xenoliths in the Honolulu Volcanic Series, Hawaii. *Journal of Petrology* 11, p. 405-433.
- James, O. B. (1971). Origin and emplacement of the ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California. *Journal of Petrology* 12, p. 523-560.
- Janney, P. E., Le Roex, A. P., Carlson, R. W. (2005). Hafnium isotope and trace element constraints on the nature of mantle heterogeneity beneath the central Southwest Indian Ridge (13° to 47°E). *Journal of Petrology* 46, p. 2427-2464.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. (1992). Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone. *Journal of Geophysical Research* 97, p. 9219-9241.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., Shimizu N. (1990). Melting in the Oceanic Upper Mantle: An Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites. *Journal of Geophysical Research* 95, p. 2661-2678.
- Jones A. P., Smith, J. V., Dawson, J. B. (1982). Mantle metasomatism in 14 veined peridotites from Bultfontein Mine, South Africa. *Journal of Geology* 90, p. 435-453.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C., Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the gondwana margin: analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology* 17, p.324-328.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Franchi, M., Ramos, V.A. (1992). The Somoncure Plateau: an Oligo-Miocene « baby-hotspot » in Extra-Andean Patagonia (40.5° to 43°S Latitude). *EOS transaction American Geophysical Union* 73, p. 337.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Franchi, M., Ramos, V. A. (1993). Origen de la meseta de Somún Curá: distribución and geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. *XII Congreso Geológico Argentino Actas* 4, p. 236-248.
- Kay, S. M. (2002). Magmatic sources, tectonic setting and causes of tertiary to recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S). *Actas Del XV Congreso Geológico Argentino.*, El Calafate.

Bibliographie

- Kay, S. M., Ramos, V. A., Gorrington, M. L. (2002). Geochemistry of Eocene plateau basalts related to ridge collision in southern Patagonia. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino.*, El Calafate.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Gorrington, M. L., Ramos, V. A. (2007). The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology* 48, p. 43-77.
- Kellogg, L. H., Hagger, B. H., van der Hilst, R. D. (1999). Compositional stratification in the deep mantle. *Science* 283, p. 1881-1884.
- Kelemen, P. B. (1986). Assimilation of ultramafic rock in subduction-related magmatic arcs. *Journal of Geology* 94, p. 829-843.
- Kelemen, P. B. (1990). Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology* 31, p. 51-98.
- Kelemen, P. B., Joyce, D. B., Webster, J. D., Holloway, J. R. (1990). Reaction between ultramafic wall rock and fractionating basaltic magma: Part II, Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150 and 1050°C and 5 kbar. *Journal of Petrology* 31, p. 99-134.
- Kelemen, P. B., Dick, H. J. B., Quick, J. E. (1992). Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature* 358, p. 635-641.
- Kelemen, P. B., Hart, S. R., Bernstein, S. (1998). Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction. *Earth and Planetary Science Letters* 164, p. 387-406.
- Kempton, P. D. (1987). Mineralogic and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolite xenoliths: Enriched mantle source regions of basalts? In: Menzies, M. A., Hawkesworth, C. J. (Eds), *Mantle Metasomatism*, p. 45-89.
- Kempton, P. D., Lopez-Escobar, L., Hawkesworth, C. J., Pearson, D. G., Wright, D. W., Ware, A. J. (1999). Spinel +/- Garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike, Part1: Petrography, mineral chemistry and geothermobarometry. VIIth International Kimberlite Conference, Cape Town 1998.
- Kempton, P. D., Hawkesworth, C. J., Lopez-Escobar, L., Pearson, D. G., Ware, A. J. (1999). Spinel +/- garnet lherzolite xenoliths from Pali Aike, Part2: Trace element and isotopic evidence bearing on the evolution of lithospheric mantle beneath Southern Patagonia. VIIth International Kimberlite Conference, Cape Town 1998.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S. (1995). Na-metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka Arc. *Journal of Petrology* 36, p. 1505-1527.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S. (1997). Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, p. 1217-1229.

Bibliographic

- Keppie, J. D., Ramos, V. A. (1999). Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. In: Ramos V. A., Keppie, J. D. (Eds.) *Laurentia- Gondwana connections before Pangea* vol 336, special paper - Geological Society of America (GSA), p. 267-276.
- Kerr, A. C., Saunders, A. D., Tarney, A. D., Berry, N. H., Hards, V. L. (1995). Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox for plume theories. *Geology* 23, p. 843-846.
- Kilian, R., Stern, C. R., Koch, M., Franzen, C. (2002). Arc to back arc variations in the metasomatic history of the lithospheric mantle below southernmost South America. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate*.
- Kilian, R., Stern, C. R. (2002). Constraints on the interaction between slab melts and the mantle wedge from adakitic glass in peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy* 14, p. 25-36.
- Kirstein, L. A., Hawkesworth, C. J., Garland, F. G. (2001). Felsic lavas or rheomorphic ignimbrites: is there a chemical distinction? *Contribution to Mineralogy and Petrology* 142, p. 309-322.
- Klemme, S. (1998). Experimental and thermodynamics studies of upper mantle phase relations. PhD thesis, Australian National University, Canberra.
- Klemme, S., O'Neil, H. St. C. (2000). The effect of Cr on the solubility of Al in orthopyroxene: experiments and thermodynamic modelling. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 140, p. 84-98.
- Klemme, S. (2004). The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: Experiments in the system MgO-Cr₂O₃-SiO₂ and thermodynamic modelling. *Lithos* 77, p. 639-646.
- Klügel, A. (1998). Reactions between mantle xenoliths and host magma beneath La Palma (Canary Islands): constraints on magma ascent rates and crustal reservoirs. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 131, p. 237-257.
- Kogiso, T., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W. (2004). Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 68, p. 345-360.
- Köhler, T., Brey, G. P., (1990). Ca-exchange between olivine and clinopyroxene as a geothermobarometer calibrated from 2 to 60 kbar in primitive natural lherzolites. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 54, p. 2375-2388.
- Kopylova, M. G., Russell, J. K., Cookenboo, H. (1998). Upper-mantle stratigraphy of the Slave craton, Canada: insights into a new kimberlite province. *Geology* 26, p. 315-318.
- Kopylova, M. G., Russell, J. K., Cookenboo, H. (1999). Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton. *Journal of Petrology* 40, p. 79-104.

Bibliographie

- Kopylova, M. G., Russell, J. K. (2000). Chemical stratification of cratonic lithosphere: constraints from the northern Slave craton, Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 181, p. 71–87.
- Kornprobst, J., Piboule, M., Roden, M., Tabit, A. (1990). Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within mantle. *Journal of Petrology* 31, p. 17-45.
- Labudia, C. H., Natflos, T., Bjerg, E. A. (2002). Geochemistry of the Cenozoic basalts from Gregores area Santa Cruz, Argentina. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate*.
- Lagabriele, Y., Guivel, C., Maury, R. C., Bourgois, J., Fourcade, S., Martin, H. (2000). Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics* 326, p. 255-268.
- Lara, L. E., Rodriguez, C., Moreno, H., Perez de Arce, C. (2001). K-Ar geochronology and geochemistry of the upper Pliocene-Pleistocene volcanism of the Southern Andes (39-42°S). *Revista Geológica de Chile* 28, p. 67-90.
- Laurora, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Barbieri, M. A., Cingolani, C. A. (2001). Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: The Gobernador Gregores case (Southern Patagonia). *Journal of Petrology* 42, p. 69-87.
- Lawver, L. A., Sclater, J. G., Meinke, L. (1985). Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. *Tectonophysics* 114, p. 233-254.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclatures of Amphiboles. *American Mineralogist* 63, p. 1023-1052.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 82, p.1019-1037.
- Le Bars Michael (2003). Convection thermique dans un fluide visqueux hétérogène : phénoménologie, lois d'échelle et applications aux systèmes terrestres, Ph-D thesis, IPG-Paris, 224 p.
- Le Bars, M., Davaille, A. (2004). Large interface deformation in two-layer thermal convection of miscible viscous fluids, *Journal of Fluid Mechanics* 499, p. 75-110.
- Lee, D-C., Halliday, A. N., Dawes, G. R., Essene, E. J., Fitton, J. G., Temdjim, R. (1996). Melt enrichment of shallow depleted mantle: a detailed petrological, trace element and isotopic study, of mantle-derived xenoliths and megacrysts from the Cameroon Line. *Journal of Petrology* 37, p. 415-441.

Bibliographie

- Lee, C. -T., Yin, Q., Rudnick, R. L., Chesley, J. T., Jacobsen, S. B. (2001). Os isotopic evidence for Mesozoic removal of lithospheric mantle beneath the Sierra Nevada, California. *Science* 289, p. 1912-1916.
- Lee, C. -T., Yin, Q., Rudnick, R. L., Jacobsen, S. B. (2001). Preservation of ancient and fertile lithospheric mantle beneath the southwestern United States. *Nature* 411, p. 69-73.
- Lee, C. -T., Rudnick, R. L., Brimhall, G. H. Jr. (2001). Deep lithospheric dynamics beneath the Sierra Nevada during the Mesozoic and Cenozoic as inferred from xenolith petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2, doi :10.1029/2001GC000152.
- Lema, H. A., Cortés, J. M. (1987). El vulcanismo eoceno del flanco oriental de la Meseta del Canquel, Chubut, Argentina. *X Congreso Geológico Argentino Actas* 4, p. 188-191.
- Lenoir, X., Garrido, C. J., Bodinier, J. -L., Dautria, J. -M. (2000). Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 181, p. 359-375.
- Linares, E., Gonzales, R. R. (1990). Catálogo de edades radiométricas de la Republica Argentina 1957-1987. In: *Asociación Geológica Argentina Publicaciones Especiales (B19)*, pp. 628.
- Longerich, H. P., Jackson, S. E., Günther, D. (1996). Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 11, p. 899-904.
- Lopez-Escobar, L., Frey, F. A., Vergara, M. M. (1977). Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile high Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63, p. 199-228.
- Lopez-Escobar, L., Tagiri, M., Vergara, M. M. (1991). Geochemical features of Southern Andes Quaternary volcanics between 41°50' et 43°00' S. *Special Paper of Geological Society of America* 265, p. 45-56.
- Lopez-Escobar, L., Parada, M. A., Moreno, H., Frey, F. A., Hickey-Vargas, R. (1992). A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'): comparative study. *Revista Geológica de Chile* 19, p. 211-226.
- Lopez-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P. D., Tagiri, M. (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 20, p. 33-55.
- Lopez-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., Kempton, P. D., Moreno-Roa, H. (1995). Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquine-Ofqui fault zone, Chile (41° - 42° S): Contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, p. 345-361.

Bibliographie

- Lopez-Escobar, L., Vergara, M. M. (1997). Eocene-Miocene longitudinal depression and Quaternary volcanism in the Southern Andes, Chile (33-42.5°S): a geochemical comparison. *Revista Geológica de Chile* 24, p. 227-244.
- MacGregor, I. D. (1974). The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: solubility Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotites. *American Mineralogist* 59, p. 110-119.
- Makishima, A., Nakamura, E. (1997). Suppression of matrix effects in ICP-MS by high power operation of ICP: application to precise determination of Rb, Sr, Y, Cs, Ba, REE, Pb, Th and U at ng g⁻¹ levels in milligram silicate samples. *Geostandard Newsletter* 21, p. 307-319.
- Mallmann, G. (2004). Processos e componentes mantélicos no Norte da Patagônia (Argentina) e relações com a subducção Andina: Evidências petrográficas, geoquímicas e isotópicas em xenólitos ultramáficos mantélicos. Mestrado em Porto Alegre, Brasil, 102 p.
- Marshall, L. G., Drake, R. E., Curtis, G. H., Buttler, R. F., Flanagan, K. M., Naeser, Ch. W. (1986). Geochronology of type Santacrucian (Middle Tertiary) land mammal age, Patagonia, Argentina. *The Journal of Geology* 94, p. 449-457.
- Marzoli, A., Piccirillo, E. M., Renne, P. R., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe, J. B., Tongwa, T. (2000). The Cameroon Volcanic Line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. *Journal of Petrology* 41, p. 87-109.
- Mazzarini, F. D'Orazio, M. (2003) . Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system. *Journal of volcanology and Geothermal Research* 125, p. 291-305.
- Maury, R. C., Defant, M. J., Joron, J. -L. (1992). Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature* 360, p. 661-663.
- McDade, P., Blundy, J. D., Wood, B. J. (2003). Trace element partitioning on the Tinaquillo lherzolite solidus at 1,5 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 139, p. 129-147.
- McDonough, W. F., Sun, S. -S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, p. 223-253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
- McGuire, A. V. Mukasa, S. B. (1997). Magmatic modification of the uppermost mantle beneath the Basin and Range to Colorado Plateau Transition Zone; Evidence from xenoliths, Wikieup, Arizona. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 128, p. 52-65.
- Mc Innes, B. I. A., Grégoire, M., Binns, R. A., Herzig, P. M., Hannington, M. D. (2001). Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea. Petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 188, p.169-183.

Bibliographie

- McKenzie, D., O'Nions, R. K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32, p. 1021-1091.
- Medaris, L. G., Fournelle, J. H., Jr., Wang, H. F., Jelinek, E. (1997). Thermobarometry and reconstructed chemical compositions of spinel-pyroxene symplectites: Evidence for pre-existing garnet in lherzolite xenoliths from Czech neogene lavas. *Russian Geology and geophysics* 38, p. 277-286.
- Menzies, M. A., Wass, S. Y. (1983). CO₂- and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 65, p. 287-302.
- Menzies, M., A., Hawkesworth, C. J. (1987). *Mantle metasomatism*: edited by M. A. Menzies and C. J. Hawkesworth, Academic Press, p. 472.
- Mercier, J. -C., Nicolas, A. (1975). Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology* 16, p. 454-487.
- Mercier, J-C. C. (1977). Natural peridotites : chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle. Ph-D Thesis SUNY Stony Brook, p. 718.
- Mitchell, R. H. (1995). *Petrology of kimberlites, orangeites and related rocks*. Plenum Publishing Company, New York, 410 p.
- Moine, B. N., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., Sheppard, S. M. F., Cottin, J. Y. (2001). High Field Strength Element fractionation in the upper mantle: Evidence from amphibole-rich composite mantle xenoliths from the Kerguelen islands (Indian Ocean). *Journal of Petrology* 42, p. 2145-2167.
- Moore, L. J., Murphy, T. J., Barnes, I. L., Paulsen, P. J. (1982). Absolute isotopic abundance ratios and atomic weight of a reference sample of strontium. *Journal of Research (NBS)* 87, p. 1-8.
- Moreno, F. P. (1899). *Explorations in Patagonia*. The Geographical Journal vol. XIV. The Royal Geographical Society. London, p. 241.
- Morgan, Z., Liang, Y. (2003). An experimental and numerical study of the kinetics of harzburgite reactive dissolution with applications to dunite dike formation. *Earth and Planetary Science Letters* 214, p. 59-74.
- Morishita, T., Arai, S. (2003). Evolution of spinel-pyroxene symplectite in spinel-lherzolites from the Horoman Complex, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, p. 509-522.
- Morishita, T., Arai, S., Green, D. H. (2003). Evolution of low-Al orthopyroxene in the Horoman Peridotite, Japan: an unusual indicator of metasomatizing fluids. *Journal of Petrology* 44, p. 1237-1246.

Bibliographie

- Morimoto, N., Fabriès, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73, p. 1123-1133.
- Morris, J. D., Leeman, B. W., Tera F. (1990). The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B-Be isotopes systematics. *Nature* 344, p. 31-36.
- Munoz, J. B. (1980). Ultramafic inclusions of the upper mantle at meseta Las Vizcachas, Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 13-14, p. 63-78.
- Munoz, J. B., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, G. L., Stern, C. R. (2000). The relation of the mid-tertiary coastal magmatic belt in South-Central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27, p.177-206.
- Müntener, O., Kelemen, P. B., Grove, T. L. (2001). The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, p. 643-658.
- Miyashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, p. 91-104.
- Navon, O., Stolper, E. (1987). Geochemical consequences of melt percolation: The upper mantle as a chromatographic column. *The Journal of Geology* 95, p. 285-307.
- Nelson, E., 1996. Suprasubduction Mineralization: Metallo-tectonic Terranes of the Southernmost Andes. In: Subduction: Top to Bottom, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 96, p. 315-329.
- Neumann, E. R. (1991). Ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands: evidence for melt infiltration in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, p. 236-252.
- Neumann, E. R., Wulff-Pedersen, E., Johnsen, K., Andersen, T., Krogh, E. (1995). Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: Implications for the upper mantle. *Lithos* 35, p. 83-107.
- Neumann, E. R., Wulff-Pedersen, E., Pearson, N. J., Spencer, E. A. (2002). Mantle xenoliths from Tenerife (Canary Islands): Evidence for reactions between mantle peridotites and silicic carbonatite melts inducing Ca metasomatism. *Journal of Petrology* 43, p. 825-857.
- Noll, P. D. Jr., Newsom, H. E., Leeman, W. P., Ryan, J. G. (1996). The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile et chalcophile trace elements and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, p.587-611.
- Norman, M. D. (1998). Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130, p. 240-255.

- Notsu, K., Lopez-Escobar, L., Onuma, N. (1987). Along-arc variation of Sr-isotope composition in volcanic rocks from the Southern Andes (33°S-55°S). *Geochemistry Journal* 21, p. 307-313.
- Ntaflos, T., Günther, M., Labudia, H.C., Bjerg, E. A., Kurat, G., Dingeldey, C. (2000). Isotopic and geochemical evolution of the Cenozoic basalts from Rio Negro, Patagonia, Argentina. XXX International Geology CongressXXX International Geology Congress, Rio de Janeiro.
- Ntaflos, T., Bjerg, E. A., Labudia, C. H., Thöni, M., Frisicale, C., Günther, M. (2001). Garnet-bearing xenoliths: evidence for plume activity in northern Patagonia. 11 Annual V. M. Goldschmidt Conference Abstracts, Hot Springs, Virginia, USA.
- Ntaflos, T., Bjerg, E. A., Labudia, C. H. (2002). High temperature, low pressure garnet-peridotites from Praguaniyeu: Evidence for plume activity in Northern Patagonia. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E. A., Labudia, C. H., Kurat, G. (2006). Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos* (*in press*).
- O'Connor, T. K., Edgar, A. D., Lloyd, F. E. (1996). Origin of glass in Quaternary mantle xenoliths from Meerfeldermaar, West Eifel, Germany: implications for enrichment in the lithospheric mantle. *The Canadian Mineralogist* 34, p. 187-200.
- Omarini, R., Sureda, R. J., Gotze, H. J., Seilacher, A., Pfluger, F. (1999). Punconviscana folded belt in northwestern Argentina: Testimony of late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences* 88, p. 76-97.
- O'Neil, H. S. C. (1981). The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 77, p. 185-194.
- O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., Poudjom Djomani, Y. H., Morgan, P. (2001). Are lithospheres forever? Tracking changes in sub-continental lithospheric mantle through time. *Geological Society of America Today* 11, p. 4-9.
- Orgeira, M. J., Remesal, M. B. (1993). Estudio paleomagnético del complejo volcanico de Somoncura, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48, p. 257-264.
- Palme, H., Nickel, K. G. (1985). Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 49, p. 2123-2132.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. R. (1995). Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134, p. 23-36.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., Kelley, S. P. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, p. 605-625.

Bibliographie

- Parada, M. A., Lahsen, A., Palacios C. (2001). Ages and geochemistry of Mesozoic-Eocene back-arc volcanic rocks in the Aysen region of the Patagonian Andes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 28, p. 25-46.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, p. 233-248.
- Parkinson, I. J., Arculus, R. J., Eggins, S. M. (2003). Peridotite xenoliths from Grenada, Lesser Antilles Island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146, p. 241-262.
- Pearson, D. G., Davies, G. R., Nixon, P. H. (1993). Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Boussera peridotitic massif, North Morocco. *Journal of Petrology* 34, p. 125-172.
- Pearson, D. G., Carlson, R. W., Shirey, S. B., Boyd, F. R., Nixon, P. H. (1995). Stabilisation of Archean mantle: A Re-Os isotopes in geological samples by isotope dilution. *Chemical Geology* 165, p. 87-107.
- Peslier, A. H., Francis, D., Ludden, J. (2002). The lithospheric mantle beneath continental margins: melting and melt-rock reaction in Canadian Cordillera xenoliths. *Journal of Petrology* 43, p. 2013-2047.
- Polvé, M., Allègre, C. J. (1980). Orogenic lherzolite complexes studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr : A clue to understand the mantle convection processes? *Earth and Planetary Science Letters* 51, p. 71-93.
- Pouchou, J. L., Pichoir, F. (1984). "PAP" Z procedure for improved quantitative microanalysis. *Micro analysis*, p.104-106.
- Powell, W., Zhang, M., O'Reilly, S. Y., Tiepolo, M. (2004). Mantle amphibole trace element and isotopic signatures trace multiple metasomatic episodes in lithospheric mantle, Western Victoria, Australia. *Lithos* 75, p. 141-171.
- Powell W., O'Reilly, S. Y. (2006). Metasomatism and sulfides mobility in lithospheric mantle beneath Eastern Australia: implications for mantle Re-Os chronology. *Lithos* (in press).
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R. (2001). Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, p. 197-200.
- Qi, Q. J., Taylor, L. A., Zhou, X. (1995). Petrology and geochemistry of mantle peridotite xenoliths from SE China. *Journal of Petrology* 36, p. 55-79.
- Quensel, P. D. (1911). Geologisch-petrologische Studien in der Patagonischen Cordillera. *Bulletin of the Geological Institute. University of Uppsala* XI, p.114.
- Quick, J. E. (1981). The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity Peridotite, Northern California. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 78, p. 413-422.
- Raczek, I., Stoll, B., Hofmann, A. W., Jochum, P. (2003). High-precision trace element data for the USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2,

Bibliographie

- DTS-1, DTS-2, GSP-1 and GSP-2 by ID-TIMS and MIC-SSMS. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 25, p. 77-86.
- Ramos, V. A. (1988). Late Proterozoic-early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes* 11, p. 168-174.
- Ramos, V. A., Kay, S. M. (1991). Triassic rifting in the Cuyo basin, Central Argentina. In: Harmon, R. S., Rapela, C. W. (Eds.). *Geological Society of America Special Paper* 265. *Andean magmatism and its tectonic setting*, p. 79-91.
- Ramos, V. A., Kay, S. M. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205, p. 261-282.
- Ramos, V. A. (2000). The Southern Central Andes. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomas Filho, A., Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 561-604.
- Ramos, V. A., Aleman, A. (2000). Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomas Filho, A., Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 635-685.
- Ramos, V. A. (2002). El magmatismo neógeno de la cordillera patagónica. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. *Geología y recursos naturales de Santa Cruz*, Haller, M. J. (Ed.), Relatorio, I-12, p. 1-13.
- Ramos, V. A. (2002). Evolución tectónica. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. *Geología y recursos naturales de Santa Cruz*, Haller, M. J. (Ed.), Relatorio, I-22, p. 1-23.
- Rapp, R. P., Watson E. B., Miller, C. F. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51, p. 1-25
- Rapp, R. P., Shimizu N., Norman, M. D., Applegate, G. S. (1999). Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160, p. 335-356.
- Remesal, M. B. (1988). *Geología y petrología de los basaltos de la Meseta de Somuncurá*. Ph.D. dissertation. University of Buenos Aires, 207 p.
- Rieck, Jr. N. (2005) Evidências de heterogeneidade e metassomatismo no manto litosférico da região do Cerro de los Chenques, Patagônia –Argentina. *Monografia em Porto Alegre, Brasil*, 74 p.
- Riley, T. R., Leat, P. T. (1999). Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine* 136, p. 1-16.
- Riley, T. R., Leat, P. T., Pankhurst, R. J., Harris, C. (2001). Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42, p. 1043-1065

Bibliographie

- Ringwood, A. E. (1966). Mineralogy of the mantle. In: *Advance in Earth Science*, Harley, P. (Ed.), MIT Press, Boston, p. 357-398.
- Ritsema, J., van Heijst, H. J., Woodhouse, J. H. (1999). Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland.
- Rivalenti, G., Mazzuchelli, M., Laurora, A., Ciuffi, C. A., Zanetti, A., Vannucci, R., Cingolani, C. A. (2004a). The back arc mantle lithosphere in Patagonia, South America. *Journal of South American Earth Sciences* 17, p. 121-152.
- Rivalenti, G., Zanetti, A., Mazzuchelli, M., Vannucci, R., Cingolani, C. A. (2004b). Equivocal carbonatite markers in the mantle xenoliths of the Patagonia backarc: the Gobernador Gregores case (Santa Cruz Province, Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147, p. 647-670.
- Roden, M. F., Shimizu, N. (2000). Trace element abundances in mantle-derived minerals which bear on compositional complexities in the lithosphere of the Colorado Plateau. *Chemical Geology* 165, p. 283-305.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F., Chappell, B. W. (1993). Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 114, p. 463-475.
- Santos, J. F., Schärer, U., Gilibarguchi, J. I., Girardeau, J. (2002). Genesis of Pyroxenite-rich Peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): Geochemical and Pb-Sr-Nd Isotope Data. *Journal of Petrology* 43, p. 17-43.
- Schiano, P., Eiler, J. M., Hutcheon, I. D., Stolper, E. M. (2000). Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in islands arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, doi:10.1029/1999GC000032.
- Schilling, M., Conceição, R. V., Mallmann, G., Koester, E., Kawashita, K., Hervé, F., Morata, D., Motoki, A. (2005). Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. *Lithos* 82, p. 485-502.
- Schmickler, B., Jacob, D. E., Foley, S. F. (2004). Eclogite xenoliths from the Kuruman kimberlites, South Africa: geochemical fingerprinting of deep subduction and cumulate processes. *Lithos* 75, p. 173-207.
- Selverstone, J., Stern, C. R. (1983). Petrochemistry and recrystallization history of granulite xenoliths from the Pali Aike volcanic field, Chile. *American Mineralogist* 68, p. 1102-1112.
- Sen, G., Keshaw, S., Bizimis, M. (2005). Hawaiian mantle xenoliths and magmas: Composition and thermal character of the lithosphere. *American Mineralogist* 90, p. 871-887.
- Shaw, C. S. J., Edgar, A. D. (1997). Post-entrainment mineral-melt reactions in spinel peridotite xenoliths from, Inver, Donegal, Ireland. *Geological Magazine* 134, p. 771-779.

Bibliographie

- Shaw, C. S. J., Thibault, Y., Edgar, A. D., Lloyd, F. E. (1998). Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, p. 354-370.
- Shaw, C. S. J. (1999). Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, p. 114-132.
- Shaw, C. S. J., Eizaguirre, J., Fryer, B., Gagnon, J. (2005). Regional variations in the mineralogy of metasomatic assemblages in mantle xenoliths from the West Eifel Volcanic Field, Germany. *Journal of Petrology* 46, p. 945-972.
- Sigmarsson, O., Condomines, M., Morris, J., Harmon, R. S. (1990). Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature* 346, p. 163-165.
- Skewes, M. A., Stern, C. R. (1979). Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Palei-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6, p. 3-25.
- Smith, D., Arculus, R. J., Manchester, J. E., Tyner, G. N. (1994). Garnet-pyroxene-amphibole xenoliths from Chino Valley, Arizona, and implications for continental lithosphere below the Moho. *Journal of Geophysical Research* 99, p. 683-696.
- Smith, D., Riter, J. C. A. (1997). Genesis and evolution of low-Al orthopyroxene in spinel peridotite xenoliths, Grand Canyon field, Arizona, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, p. 391-404.
- Smith, D., Riter, J. C. A., Mertzman, S. A. (1999). Erratum to “water-rock interactions, orthopyroxene growth and Si-enrichment in the mantle: evidence in xenoliths from the Colorado Plateau, southwestern United States”. *Earth and Planetary Science Letters* 167, p. 347-356.
- Snoke, A. W., Quick, J. E., Bowman, H. R. (1981). Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: an ultramafic to silicic calc-alkaline suite. *Journal of Petrology* 22, p. 501-552.
- Sobolev, N. V., Kuznetsova, I. K., Zyuzin, N. I. (1968). The petrology of grosspyroxite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia. *Journal of Petrology* 9, p. 253-280.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallón) - South America relative motions during the last 49 m.y.; implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11, p. 3211-3215.
- Steffen, H. (1919). Westpatagonien, Die patagonische Kordillere und ihre Randgebiete, Berlin. vol II. p. 58-62.
- Stern, C. R., Futa, K., Saul, S., Skewes, M. A. (1986). Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis. *Revista Geologica de Chile*, 27, p. 41-53.

- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z., Kyser, T. K. (1990). Trace-element and Sr, Nd, Pb, O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, p. 294-308.
- Stern, C. R., Kilian, R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, p. 263-281.
- Stern, C. R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E. H., Kyser, T. K. (1999). Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos* 48, p. 217-235.
- Streickeisen, A. L. (1973). Plutonic rocks-classification and nomenclature recommended by IUGS. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes* 18, p. 26-30.
- Suhr, G., Robinson, P. T. (1994). Origin of mineral chemical stratification in the mantle section of the Table Mountain massif (Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada). *Lithos* 31, p. 81-102.
- Suhr, G., Hellebrand, E., Snow, J. E., Seck, H. A., Hofmann, A. W. (2003). Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, 8605, doi: 10.1029/2001GC000277.
- Sun, S. -S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In: Magmatism in the ocean basins.* Saunders, A. D., Norry, M. J. (Editors), Geological Society of London, London. p. 313-345.
- Sweeney, R. J., Prozesky, V., Przybylowicz, W. (1995). Selected trace and minor element partitioning between peridotite minerals and carbonatite melts at 18-46 kb pressure. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 59, p. 3671-3683.
- Sylwan, C. A. (2001). Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27, p. 123-157.
- Szabo, Cs., Bodnar, R. J., Sobolev, A. V. (1996). Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Northern Hungary/Southern Slovakia: evidence from silicate melt inclusions. *European Journal of Mineralogy* 8, p. 881-899.
- Tackley, P. J. (1998). Self-consistent generation of tectonic plates in three-dimensional mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters* 157, p. 9-22.
- Tackley, P. J. (2000). Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory. *Science* 288, p. 2002-2007.
- Takazawa, E., Frey, F. A., Shimizu, N., Obata, M. (1996). Evolution of the Horoman peridotite (Hokkaido, Japan): implications from pyroxene compositions. *Chemical Geology* 134, p. 3-26.

Bibliographie

- Tatsumoto, M., Basu, A. R., Wankang, H., Junwen, W., Guanghong, X. (1992). Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 113, p. 107-128.
- Teitchou, M.I., Grégoire, M., Dantas, C., Tchoua, F.M. (2007). Nature du manteau supérieur à l'aplomb de la plaine de Kumba (Ligne du Cameroun) au travers de l'étude des péridotites à spinelle remontées par les laves basaltiques. The upper mantle beneath the Kumba plain (Cameroon Line), documented by spinel peridotites from basaltic lavas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C. M., Carneiro, M. A. (2000). Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani, U. G. (Ed.), *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Teruggi, M., 1963. Diferenciación de sienitas nefelínicas y zeolíticas del flanco oriental de la Sierra de San Bernardo, Chubut. *II^{as} Jornadas Geológicas Argentinas*. Resumen: 38. Salta.
- Thorkelson, D. J., Taylor, R. P. (1989). Cordilleran slab windows. *Geology* 17, p. 833-836.
- Tormey, D. R., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., Lopez-Escobar, L. (1991). Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S): Interpretations of along-arc compositional variations. *Special Paper of Geological Society of America* 265, p. 57-77.
- Turkin, A. I., Ashchepkov, I. V., Doroshev, A. M. (1997). Experimental simulation of the garnet-to-spinel lherzolite transition, in a natural system. *Geologiya i Geofizika* 38, p. 1165-1174.
- Tyrrell, G. W. (1932). The basalts of Patagonia. *The Journal of Geology* 40, p. 374-383.
- Vannucci, R., Zanetti, A., Kempton, P. D., Ciuffi, S., Mazzucchelli, M., Cingolani, C. A. (2002). The chemical history of young lithospheric mantle in a back-arc region: The spinel+/-garnet peridotite xenoliths from Pali Aike (South Patagonia). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C. G., Griffin, W. L. (1999). GLITTER: On-Line interactive data reduction for the Laser Ablation ICP-MS Microprobe. *Proceedings of 9th Annual VM, Goldschmidt Conference*.
- van der Hilst, R. D., Engdahl, E. R., Spakman, W., Nolet, G. (1991). Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature* 353, p. 37-43.
- van der Hilst, R. D., Widiyantoro, S., Engdahl, E. R. (1997). Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* 386, p. 578-584.
- Van Keken, P. E., Kiefer, B., Peacock, S. M. (2002a). High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3, 1056, doi: 10.1029/2001GC000256.

Bibliographie

- Van Keken, P. E., Hauri, E. H., Ballentine, C. J. (2002b). Mantle mixing: The Generation, Preservation and Destruction of Chemical Heterogeneity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 30, p. 493-525.
- Varfalvy, V., Hébert, R., Bédard, J. H. (1996). Interaction between melt and upper-mantle peridotites in the North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Implications for the genesis of boninitic and related magmas. *Chemical Geology* 129, p. 71-90.
- Vasseur, G., Vernières, J., Bodinier, J. -L. (1991). Modelling of trace element transfer between mantle melt and heterogranular peridotite matrix. *Journal of Petrology, Special Orogenic Lherzolites and Mantle Processes Volume*, p. 41-54.
- Vernières, J., Godard, M., Bodinier, J. -L. (1997). A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research* 102, p. 24,771-24,784.
- Viviers, M.C., 1968. Estudios geológicos de los Cerros Pastel y Puricelli, Departamento Sarmiento, Provincia de Chubut. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. Biblioteca Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. 80 p. Buenos Aires.
- Viviers, M.C., 1970. Rocas básicas de los Cerros Pastel y Puricelli, Provincia de Chubut, República Argentina, y los fenómenos de diferenciación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25, p. 329-346.
- Wang, J. H., Yin, A., Harrison, T. M., Grove, M., Yuquan, Z., Guang-Hong, X. (2001). A tectonic model for Cenozoic activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth and Planetary Science Letters* 188, p. 123-133.
- Washington, H. S. (1922). Deccan trapps and other Plateau Basalts. *The Geological Society of America Bulletin* 33, p.765-804.
- Wells, P. R. A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 62, p. 129-139.
- White, R. S. (1993). Melt production rates in mantle plumes. In: *Melting and melt movement in the Earth*. Cox, K. G., McKenzie, D., White, R. S. (Eds), *Philosophical Transaction Royal Society of London* 342, p. 137-153.
- Widom, E., Kepezhinskas, P., Defant, M. (2003). The nature of metasomatism in the sub-arc mantle wedge: evidence from Re-Os isotopes in Kamchatka peridotite xenoliths. *Chemical Geology* 196, p. 283-306.
- Wilkinson, J. F. G., Stolz, A. J. (1997). Subcalcic clinopyroxenites and associated ultramafic xenoliths in alkali basalt near Glenn Innes, northeastern New South Wales, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, p. 272-290.
- Wilshire, H. G., McGuire, A. V., Noller, J. S., and Turrin, B. D.(1990). Petrology of lower crustal and upper mantle xenoliths from the Cima volcanic field, California: *Journal of Petrology* 32, p. 169-200.
- Wilson, S. A. (1997). The collection, preparation, and testing of USGS reference material BCR-2, Columbia River, Basalt, U.S. Geological Survey Open-File Report 98-xxx.

Bibliographie

- Witt, G., Seck, H. A. (1987). Temperature history of sheared mantle xenoliths from the West Eifel, West Germany: Evidence for mantle diapirism beneath the rhenish massif. *Journal of Petrology* 28, p. 475-493.
- Witt-Eickschen, G., Kramm, U. (1998). Evidence for the multiple stage evolution of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Eifel (Germany) from pyroxenite and composite pyroxenite/peridotite xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, p. 258-272.
- Wulff-Pedersen, E. N., Neumann, E.-R., Jensen, B. B. (1996). The upper mantle under La Palma, Canary Islands: formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as a metasomatic agent. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, p. 113-139.
- Xu, X., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Zhou, X., Huang, X. (1998). The nature of the Cenozoic lithosphere at Nushan, eastern China. In: Flower, M.F.J. (Ed.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. American Geophysical Union, Washington, pp. 167–195.
- Xu, Y. (2000). Distribution of trace elements in spinel and garnet peridotites. *Science in China* 43, p. 166-175.
- Yaxley, G. M., Crawford, A. J., Green, D. H. (1991). Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 107, p. 305-317.
- Yaxley, G. M., Kamenetsky, V., Green, D. H., Faloon, T. J. (1997). Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia, and their relevance to mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters* 148, p. 433-446.
- Yaxley, G. M., Kamenetsky, V. (1999). In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia: insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. *Earth and Planetary Science Letters* 172, p. 97-109.
- Yogodzinski, G. M., Volynets, O. N., Koloskov, A. V., Seliversov, N. I., Matvenkov, V. V. (1994). Magnesian andesites and subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, Far Western Aleutians. *Journal of Petrology* 35, p. 163-204.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Loloskov, A. V., Kay, S. M. (1995). Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107, p. 505-519.
- Yokoyama, T., Makishima, A., Nakamura, E. (1999). Evaluation of the co precipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion. *Chemical Geology* 157, p. 175-187.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R. (1999). The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, p. 107–122.
- Zindler, A., Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, p. 493-571.

Annexe :

- **Marque-pages :** Légende des diagrammes de compositions chimiques des minéraux.
- **Annexe A :** Localisation géographique des localités étudiées ;
- **Annexe B :** Composition modale des échantillons ;
- **Annexe C :** Tableaux synthétiques des compositions en éléments majeurs et traces des minéraux des enclaves;
- **Annexe D :** Conditions d'équilibration (P, T): estimations thermo-barométriques.

Annexe CD-ROM:

- **Marque-pages :** Légende des diagrammes de compositions chimiques des minéraux ;
- **Méthodes analytiques ;**
- **Tableaux de moyennes** des compositions chimiques (majeurs et traces) in situ des minéraux de toutes les enclaves de cette étude (fichier .xls), ainsi que des roches totales des basaltes.
- **Publications (2004-2007):**
 - Dantas *et al.* (2007) :
 - Teitchou *et al.* (2007) :













**A - Légende utilisée dans tous les diagrammes de la chimie minérale des enclaves
témoins du manteau de la zone Nord Patagonienne (40°-46°S) :**

Péridotite	Pyroxénite
Cerro Aznare (PM6)	
▲ Harzburgite Sp <i>cpx</i>	■ Webstérite <i>sp ol</i>
▲ Harzburgite Sp <i>cpx</i> (en chapelet)	
Praguaniyeu (PM8)	
▲ Harzburgite Sp	■ Webstérite Sp <i>ol</i>
▲ Harzburgite <i>sp</i>	
◆ Lherzolite Sp	
Cerro Rio Chubut (PM10)	
▲ Harzburgite Sp	■ Webstérite PM10 Sp <i>ol</i>
▲ Harzburgite Phlg <i>sp</i>	■ Webstérite PM10 <i>sp ol</i>
◆ Lherzolite Phlg Sp	
Cerro de Los Chenques (PM12)	
▲ Harzburgite Sp	■ Webstérite Sp Ol
◆ Lherzolite Sp	● Orthopyroxénite Sp Ol
Cpx: Clinopyroxène; Ol: Olivine; Sp: Spinelle; Phlg: Phlogopite	
Triangle: Harzburgite (Hz);	
Losange: Lherzolite (Lz)	
En gras: phase mineur présente	
Carré: Webstérite (Web);	
Rond: Orthopyroxénite (Opxite)	
<i>En italique :</i> phase mineure absente	

B - Légende utilisée dans tous les diagrammes de la chimie minérale des enclaves témoins du manteau de la zone Centrale Patagonienne (46°-49°S) :

Péridotite	Pyroxénite
Cerro Clark (PM24)	
Lherzolite Sp	□ Webstérite Sp Ol
◇ 20 % Pyroxènes	✕ Cpxite Sp ol
◊ 30-35 % Pyroxènes	✱ Cpxite <i>sp ol</i>
◆ 40-45 % Pyroxènes	
♦ 48 % Pyroxènes	
Gobernador Gregores (Estancia El Cisne, PM23)	
▲ Harzburgite Sp	
◆ Lherzolite Sp	
◇ Lherzolite Amp	
◊ Lherzolite Amp Sp	
◊ Lherzolite Phlg Sp	Cpx: Clinopyroxène; Opx: Orthopyroxène;
■ Wehrlite Phlg	Ol: Olivine; Sp: Spinelle;
■ Wehrlite Amp	Phlg: Phlogopite; Amp: Amphibole
■ Wehrlite Phlg Amp	<i>En italique</i> : phase mineure absente
■ Wehrlite Opx ± Amp, Phlg, Sp	En gras : phase mineur présente
Wehrlite composite PM23-48	Carré: Webstérite (Web);
<div> <div>Dans wehrlite</div> <div>Dans veine (2) et (3)</div> </div>	Croix: Clinopyroxénite (Cpxite)
	Triangle: Harzburgite (Hz);
	Losange: Lherzolite (Lz);
	Plus dans carré: Wehrlite (Whr)

C - Légende utilisée dans tous les diagrammes de la chimie minérale des enclaves
témoins du manteau de la zone Sud Patagonienne (49-52°S).

Péridotite	Pyroxénite
Pali Aike (PM18) Faciès à spinelle	
 Lherzolite Sp LS_A	
 Harzburgite Sp HS_A	
 Harzburgite Sp Amp HS_{HA}	
Faciès à spinelle + grenat	
 Lherzolite Sp Gt LSG_A	 Orthopyroxénite Sp Gt Ol
 Harzburgite Sp Gt HSG_A	 Opx-2 ou Opx-1 "grignoté" Orthopyroxénite Sp Gt Ol
 Lherzolite Sp Gt Amp LSG_{HA}	 Encaissant Orthopyroxénite Sp Gt Ol
 Harzburgite Sp Gt Amp HSG_{HA}	
 Lherzolite Sp Gt Amp Phlg LSG_{HAP}	
 Harzburgite Sp Gt Phlg HSG_{HP}	
Rond: Orthopyroxénite (Opxite) Triangle: Harzburgite (Hz); Losange: Lherzolite (Lz)	Cpx: Clinopyroxène; Opx: Orthopyroxène; Ol: Olivine; Sp: Spinelle; Gt: grenat Phlg: Phlogopite; Amp: Amphibole <i>En italique</i> : phase mineure absente En gras : phase mineur présente

Annexe A: Localisation

I – Zone Nord Patagonienne

Localisation	Meseta de Somoncura		Meseta Canquel	
Site	Cerro Aznare (PM6) 68°41'W-40°48'S	Praguaniyeu (PM8) 67°54'W-41°20'S	Cerro Rio Chubut (PM10) 68°58'W-43°38'S	Cerro de los Chenques (PM12) 70°03'W-44°52'S
Age volcanisme	~ 20 - 29 Ma	~ 20 - 29 Ma	~ 49 - 52 Ma	~ 20 - 25 Ma

II – Zone Centrale Patagonienne

Localisation	Région Nord-Est	Meseta Central
Site	Cerro Clark (PM24) 69°29'W - 46°43'S	Gobernador Gregores (Estancia El Cisne; PM23) 70°11'W - 48°34'S
Age volcanisme	~11 - 2 Ma	3,4- 3,6 Ma

III - Zone Sud Patagonienne

Localisation	Province volcanique de Pali Aike
Site	Pali Aike (Laguna Timones, PM18) 70°10'W - 52°01'S
Age volcanisme	< 3 Ma

Annexe B: Composition modale des échantillons

Pour caractériser le manteau lithosphérique de Patagonie, j'ai travaillé sur une collection de 106 enclaves, péridotites et pyroxénites, provenant de 7 forages naturels répartis sur un profil Nord-Sud, couvrant une vaste étendue (~2000 km).

Dans cette annexe, je liste le nom de toutes les enclaves étudiées, ainsi que certaines de leurs caractéristiques pétrographiques, en fonction de leur situation géographique.

I – Zone Nord Patagonienne

Les **39** enclaves étudiées caractérisant le manteau de la zone **Nord** Patagonienne, listées dans les tableaux ci-dessous, proviennent de la collection du laboratoire de géochimie isotopique (LGI) de Porto Alegre (Brésil). Elles ont été échantillonnées par Rommulo Vieira Conceição, Edinei Koester, Manuel Schilling, Gustavo W. Bertotto et Guilherme Mallmann.

Les compositions modales des enclaves de Cerro Aznare, de Praguaniyeu et de Cerro Rio Chubut, n'ont pu être estimées en raison de la taille assez importante des grains, de la variabilité intrinsèque de ce paramètre dans les échantillons, ainsi que de la petite taille des enclaves. La typologie de ces échantillons reste donc approximative, puisque obtenue uniquement par observation microscopique des lames épaisses. La taille des échantillons soulève une question principale : l'absence de telle ou telle phase minéralogique (par exemple, clinopyroxène et spinelle) est-elle réelle ou est-ce un biais d'échantillonnage par la lave hôte ?

Nom de l'échantillon	Lithotype	Texture
PM6-B3	Harzburgite sans Cpx	Coarse
PM6-C1PM6-C2 ; PM6-C3 PM6-C5 ; PM6-C6 ; PM6-C7	Webstérite sans Sp	Equigrulaire / porphyroclastique Porphyroclastique
PM8-B1 PM8-B4	Harzburgite sans Sp	Equigrulaire tabulaire Equigrulaire /porphyroclastique
PM8-B7 PM8-B8	Harzburgite à Sp	Equigrulaire tabulaire Porphyroclastique

PM8-B6	Lherzolite à Sp	Equigrulaire /porphyroclastique
PM8-C1	Webstérite à Sp	Pegmatitique
PM10-b1 ; PM10-B1b ; PM10-B3 ; PM10-F1abis ; PM10-E2 ; PM10-C1 PM10-B2 ;	Harzburgite à Sp	Porphyroclastique " " Equigrulaire mosaïque
PM10-B1a	Harzburgite à Sp et sans Cpx	Porphyroclastique
PM10-F1a	Harzburgite à Phlog et sans Sp	Equigrulaire /porphyroclastique
PM10-F1b ; PM10-F2	Lherzolite à Phlog et sans Sp	Equigrulaire tabulaire
PM10-D2	Webstérite à Sp et sans Ol	Porphyroclastique
PM10-E1 PM10-E3	Webstérite sans Sp et sans Ol	Porphyroclastique Equigrulaire tabulaire

Nom de l'échantillon	Lithotype	Texture	Composition modale			
			Ol	Opx	Cpx	Sp
PM12-48	Lherzolite à Sp	Porphyroclastique	57,4	26,9	12,8	2,9
PM12-12		Equigrulaire / porphyro	59,6	25,3	12,7	2,4
PM12-15		"	63,5	25,3	7,9	3,3
PM12-13		"	66,7	25,2	5,7	2,4
PM12-26	Harzburgite à Sp	Equigrulaire / porphyroclastique	75,9	18,8	3,8	1,5
PM12-02	Webstérite à Sp et à Ol	Equigrulaire / porphyroclastique	21	48	25	6
PM12-17		"	31	42	21	6
PM12-27		"	29	46	20	5
PM12-05		"	28	50	19	3
PM12-41		"	29	49	18	4
PM12-19		Equigrulaire tabulaire	27	51	17	5
PM12-10	Composite : Orthopyroxénite dans Harzburgite	Equigrulaire / porphyroclastique	2	95	2	1
		Equigrulaire tabulaire	90	4	5	1

Tableau 1: Tableaux récapitulatifs des lithotypes, et des textures des échantillons provenant de la zone Nord (PM6 : Cerro aznare ; PM8 : Praguaniyeu ; PM10 : Cerro Rio Chubut et PM12 : Cerro de los Chenques). Les compositions modales des enclaves de Cerro de los Chenques (PM12) ont été calculées (**en gras**) à partir des analyses sur roches totales et sur minéraux. Les autres modes sont des estimations par observation au microscope optique. Ol : Olivine ; Cpx : Clinopyroxène ; Sp : Spinelle ; Phlog : phlogopite.

II – Zone Centrale Patagonienne

La caractérisation du manteau de la zone **Centrale** a été faite par l'étude d'une série de **42** enclaves, que j'ai moi-même échantillonnées sur les sites de Cerro Clark et de Gobernador Gregores. Cette campagne d'Avril 2004 d'échantillonnage a été réalisée en collaboration avec Edinei Koester, Manuel Schilling et Norberto Rieck Jr.

Nom de l'échantillon	Lithotype	Sous catégorie	Composition modale					
			Ol	Opx	Cpx	Sp	Amp	Phlog
PM24-22	Lherzolite à Sp	-	57.1	28.9	12.2	1.9	-	-
PM24-24			54	28	15	3		
PM24-23			57	35	6	2		
PM24-29			76.5	16	6	1.5		
PM24-25			67	16.5	15	1.5		
PM24-32			65	18	15	2		
PM24-27			67	15.7	15.3	2		
PM24-09			61	16	18	5		
PM24-21			49	33	15	3		
PM24-20			48.1	36.3	12	3.6		
PM24-30	Webstérite à Ol et à Sp	-	15	65	15	5	-	-
PM24-02	Clinopyroxénite à Sp	-	-	14.3	84.5	1.2	-	-
PM24-03	Clinopyroxénite sans Sp	-	-	15	85	-	-	-
PM23-43	Wehrlite	à Phlog	45	-	48	-	-	7

PM23-17		à Amp	75	-	15	-	10	-
PM23-08			45	-	40	-	17	-
PM23-06		à Amp et Phlog	81	-	17	-	1	1
PM23-11			70	-	24	-	4	2
PM23-24		à Amp et Opx ± Phlog, Sp	88	1	10	Tr.	1	Tr.
PM23-44			80	3	15	Tr.	2	-
PM23-16			58	4	18	-	20	-
PM23-48	Wehrlite recoupée par des filons d'orthopyroxène		80	8	12	-	Tr.	-
PM23-56	Lherzolite	à Amp	73	16	5	-	6	-
PM23-30		à Amp et Sp	75	15	10	3	Tr.	-
PM23-01			61	18	17	4	Tr.	-
PM23-10			63	20	16	1	Tr.	-
PM23-47			56	23	12	4	5	-
PM23-45			72	19	8	1	Tr.	-
PM23-02		à Phlog et Sp	71	8	17	2	-	2
PM23-22			71	20	8	Tr.	-	1
PM23-04			53	35	10	2	-	Tr.
PM23-51		à Sp	64	23	10	3	-	-
PM23-57			74	15	9	2	-	-
PM23-03			71	16	12	1	-	-
PM23-09			76	8	15	1	-	-
PM23-20			71	18	9	2	-	-
PM23-31			57	30	10	3	-	-
PM23-37			51	38	9	2	-	-
PM23-40			58	20	18	4	-	-
PM23-55			72	17	10	1	-	-
PM23-18	Harzburgite	à Sp	69	30	Tr.	1		
PM23-21			64	28	4	4	-	-

Tableau 2: Tableau récapitulatif des lithotypes, des textures et des compositions modales des enclaves de Cerro Clark (PM24) et de Gobernador Gregores (PM23). Les modes ont été estimés au microscope optique et ne prend en compte que les phases principales. Les phases dites mineures telles que le verre, le carbonate ne sont en effet pas prises en considération. Les **valeurs en gras** correspondent aux modes calculés à partir de la balance chimique entre les analyses des roches totales et des minéraux. Tr. : en traces. Ol : olivine, Opx : orthopyroxène, Cpx : clinopyroxène, Sp : spinelle, Phlog : phlogopite, Amp : amphibole.

III - Zone Sud Patagonienne

La caractérisation du manteau de la zone **Sud** a été faite par l'étude d'une série de **25** enclaves, que j'ai moi-même échantillonnées (avril 2004) à la Laguna Timone, un des multiples sites que compte la province volcanique de Pali Aike.

Nom de l'échantillon	Lithotype	Sous catégorie	Composition modale						
			OI	Opx	Cpx	Sp	Gt	Amp	Phlog
PM18-09	Lherzolite à Grenat ¹	à Amp (LSG _{HA})	69	14	10	1	6	Tr.	-
PM18-13			61	10	20	1	8	Tr.	-
PM18-19			58,1	16,1	10,3	1,2	12	2,3	-
PM18-11			62,8	14	15	1,2	7	Tr.	-
PM18-36		à Amp et à Phlog (LSG _{HAP})	51,8	29,7	4,9	0,1	12,9	0,4	0,2
PM18-28		Anhydre (LSG _A)	60,9	14,7	13,6	0,8	9,9	-	-
PM18-29			63,9	24	6,5	0,8	4,8	-	-
PM18-16			66,1	15	13	0,9	5	-	-
PM18-44			65	17	13	1	4	-	-
PM18-45			61,8	20,8	10,8	1,5	5	-	-
PM18-46			65	16,5	13	1,5	4	-	-
PM18-24	Harzburgite à Grenat ¹	à Phlog (HSG _{HP})	59,5	24,9	1,2	0,4	10	-	4
PM18-17		à Amp (HSG _{HA})	62,1	24,6	0,8	1,4	10,1	1	-
PM18-23		Anhydre (HSG _A)	74,5	20,3	Tr.	0,4	4,8	-	-
PM18-01	Orthopyroxénite à Gt ¹ / Harzburgite	à Phlog, Cpx et OI	5,5	69	0,5	9	15	-	1
		(SG _O)	90	9,5	Tr.	-	0,5	-	-
PM18-02	Lherzolite à Spinelle	Anhydre (LS _A)	72,4	20,2	5,6	1,8	-	-	-
PM18-30			79	11	8,7	1,3	-	-	-
PM18-33			69	18,8	10,3	1,9	-	-	-
PM18-41			63	20	15	2	-	-	-

PM18-37			69	20	10	1	-	-	-
PM18-40			74	15	11	Tr.	-	-	-
PM18-35			71	18	10	1	-	-	-
PM18-49			74	15	10	1	-	-	-
PM18-47	Harzburgite à Spinelle	à Amp (HS _{HA})	81	15	2	1,5	-	0,5	-
PM18-43		Anhydre (HS _A)	67,1	28	3	1,9	-	-	-

Tableau 3: Tableau récapitulatif des lithotypes, des textures et des compositions modales des enclaves de la Laguna Timones (Pali Aike). Les **valeurs en gras** correspondent aux modes calculés à partir des analyses roches totales et des minéraux. Les autres modes sont des estimations par observation microscopique. Pour les échantillons, contenant plus de 5 phases minérales, l'estimation des modes des phases mineures est plus incertaine que lorsque le nombre de phase est inférieur à 5.

Annexe C: Compositions chimiques en éléments majeurs et traces des minéraux des enclaves.

Les analyses chimiques minérales (cpx, opx, phlog, parg, gt), listées dans cette annexe, correspondent à des compositions moyennes représentatives du manteau de chaque localité. Un complément d’analyses est fourni dans l’annexe « CD-ROM » dans les tableaux Excel : Tableaux_Mx_Majeurs.xls et dans Tableaux_Mx_Trace.xls. **Mg#** : $Mg / (Mg + Fe_{Tot}) * 100$. Les concentrations en éléments majeurs sont exprimées en % poids (wt%) et celles en éléments traces sont exprimées en partie par million (ppm).

I – Eléments majeurs

a. Clinopyroxène (Cpx)

Nom	PM6-C5- Cpx	PM6-C6- Cpx	PM6-C7- Cpx	PM8-B1- Cpx	PM8-B8- Cpx	PM8-B6- Cpx	PM8-C1- Cpx	PM10-b1- Cpx	PM10-F2- Cpx	PM10-D2- Cpx	PM10-E1- Cpx	PM10-E3- Cpx
Type	Webstérite			Harzburgite		Lherzolite	Webstérite	Harzburgite		Lherzolite	Webstérite	
SiO ₂	51,68	52,26	51,43	52,35	53,71	52,67	52,96	53,91	52,62	51,45	52,26	53,11
TiO ₂	0,29	0,26	0,45	0,11	0,01	0,16	0,01	-	0,36	0,33	0,12	0,05
Al ₂ O ₃	3,91	2,65	4,14	4,80	3,83	4,67	3,82	2,65	6,68	4,43	4,02	2,65
Cr ₂ O ₃	0,22	0,49	0,53	1,51	1,22	0,87	0,91	0,80	0,83	1,12	0,44	1,17
Fe ₂ O _{3(c)}	0,52	1,49	-	0,07	0,00	0,60	0,03	0,11	0,00	1,50	0,39	0,34
FeO _(c)	4,61	1,93	4,39	3,07	2,30	2,36	2,27	1,57	2,98	3,16	3,84	3,31
MnO	0,12	0,07	0,09	0,13	0,09	0,07	0,08	0,05	0,11	0,10	0,09	0,08
MgO	14,85	16,12	14,66	18,06	16,95	15,79	16,36	17,17	14,91	14,29	14,95	15,34
CaO	23,44	24,42	23,23	18,87	21,25	21,32	22,38	23,48	19,91	22,55	22,98	22,96
Na ₂ O	0,26	0,16	0,51	0,70	0,86	1,11	0,67	0,42	1,89	0,90	0,53	0,68
Total	99,40	99,83	99,43	99,61	100,20	99,64	99,51	100,15	100,32	99,84	99,61	99,69
#Mg	85,10	89,79	85,63	91,25	92,93	90,65	92,69	94,82	89,91	84,96	86,42	88,32
Wo	48,8	49,4	49,4	40,6	45,6	46,8	47,7	48,2	46,3	49,1	48,8	48,7

Nom	PM12-26-		PM12-26-		PM12-12-		PM12-48-		PM12-02-		PM12-17b-		PM12-10-		PM24-09-		PM24-24-		PM24-27-		PM24-30-		PM24-2-		PM24-3-	
Type	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2
	Harzburgite		Lherzolite		Webstérite		Orthopyroxénite		Lherzolite		Webstérite		Clinopyroxénite		Lherzolite		Webstérite		Lherzolite		Webstérite		Clinopyroxénite		Lherzolite	
SiO ₂	53,57	53,47	52,66	52,63	52,27	52,45	53,10	53,10	52,36	51,90	52,83	51,82	52,75	50,56	52,36	51,90	52,83	51,82	52,36	51,90	52,83	51,82	52,75	50,56	52,36	51,90
TiO ₂	-	-	0,48	0,15	0,58	0,47	0,16	0,16	0,51	0,53	0,36	0,59	0,20	0,26	0,51	0,53	0,36	0,59	0,51	0,53	0,36	0,59	0,20	0,26	0,51	0,53
Al ₂ O ₃	2,28	2,81	5,61	5,04	6,38	7,50	2,66	2,66	6,41	6,39	3,69	6,36	4,44	4,96	6,41	6,39	3,69	6,36	6,41	6,39	3,69	6,36	4,44	4,96	6,41	6,39
Cr ₂ O ₃	0,79	0,71	0,80	0,88	0,73	0,75	0,38	0,38	1,05	0,78	1,24	0,67	1,08	0,27	1,05	0,78	1,24	0,67	1,05	0,78	1,24	0,67	1,08	0,27	1,05	0,78
Fe ₂ O ₃	0,14	0,02	0,42	0,17	0,26	0,49	0,54	0,54	0,23	1,23	0,37	1,06	0,48	1,93	0,23	1,23	0,37	1,06	0,23	1,23	0,37	1,06	0,48	1,93	0,23	1,23
FeO	1,95	2,96	2,07	2,00	2,40	2,38	2,35	2,35	1,91	1,60	2,42	1,42	1,69	2,67	1,91	1,60	2,42	1,42	1,91	1,60	2,42	1,42	1,69	2,67	1,91	1,60
MnO	0,03	0,11	0,10	0,06	0,07	0,09	0,10	0,10	0,11	0,03	0,14	0,09	0,10	0,15	0,11	0,03	0,14	0,09	0,11	0,03	0,14	0,09	0,10	0,15	0,11	0,03
MgO	16,85	18,41	15,18	15,55	14,63	14,36	16,55	16,55	14,26	14,85	16,17	14,77	15,58	14,68	14,26	14,85	16,17	14,77	14,26	14,85	16,17	14,77	15,58	14,68	14,26	14,85
CaO	23,91	21,36	21,11	22,82	20,41	18,98	24,27	24,27	21,01	20,22	22,23	21,10	22,60	23,53	21,01	20,22	22,23	21,10	21,01	20,22	22,23	21,10	22,60	23,53	21,01	20,22
Na ₂ O	0,20	0,07	1,49	0,84	1,78	2,31	0,12	0,12	1,82	1,84	0,77	1,65	1,03	0,33	1,82	1,84	0,77	1,65	1,82	1,84	0,77	1,65	1,03	0,33	1,82	1,84
Total	99,70	99,91	99,93	100,14	99,52	99,78	100,21	100,21	99,68	99,36	100,19	99,53	99,95	99,33	99,68	99,36	100,19	99,53	99,68	99,36	100,19	99,53	99,95	99,33	99,68	99,36
#Mg	93,55	91,69	91,72	92,80	90,84	90,07	91,25	91,25	92,30	90,75	91,30	91,70	92,90	85,60	92,30	90,75	91,30	91,70	92,30	90,75	91,30	91,70	92,90	85,60	92,30	90,75
Wo	48,8	43,3	47,8	49,5	47,7	46,1	49,0	49,0	49,4	47,0	47,4	48,5	49,2	49,7	49,4	47,0	47,4	48,5	49,4	47,0	47,4	48,5	49,2	49,7	49,4	47,0

Nom	PM23-44-		PM23-44-		PM23-30-		PM23-30-		PM23-1-		PM23-1-		PM23-1-		PM18-17-		PM18-36-		PM18-36-		PM18-36-		PM18-43-	
	Cpx	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx1	Cpx2	Cpx	Cpx	
Type	Wehrlite				Lherzolite				Lherzolite				Harzburgite				Lherzolite				Harzburgite			
SiO2	52,73	50,10	52,94	51,52	50,59	52,31	52,31	52,58	52,81	47,80	52,94	53,45	52,58	52,81	47,80	52,94	53,45	52,58	52,81	47,80	52,94	53,45	52,58	52,81
TiO2	0,34	0,97	0,27	0,82	1,30	0,50	0,50	0,50	0,69	2,45	0,22	0,29	0,50	0,69	2,45	0,22	0,29	0,50	0,69	2,45	0,22	0,29	0,50	0,69
Al2O3	4,92	8,02	4,88	6,78	8,17	5,89	5,89	5,13	5,29	8,57	6,18	3,86	5,13	5,29	8,57	6,18	3,86	5,13	5,29	8,57	6,18	3,86	5,13	5,29
Cr2O3	1,60	1,11	1,61	1,42	0,89	1,83	1,83	0,84	0,82	1,55	0,89	1,21	0,84	0,82	1,55	0,89	1,21	0,84	0,82	1,55	0,89	1,21	0,84	0,82
Fe2O3	1,39	1,94	1,08	1,53	1,46	0,90	0,90	1,48	0,16	0,14	0,46	0,31	1,48	0,16	0,14	0,46	0,31	1,48	0,16	0,14	0,46	0,31	1,48	0,16
FeO	2,38	2,36	1,78	1,88	2,23	2,70	2,70	1,69	3,38	2,66	2,59	2,57	1,69	3,38	2,66	2,59	2,57	1,69	3,38	2,66	2,59	2,57	1,69	3,38
MnO	0,12	0,12	0,06	0,10	0,08	0,10	0,10	0,14	0,06	0,03	0,08	0,10	0,14	0,06	0,03	0,08	0,10	0,14	0,06	0,03	0,08	0,10	0,14	0,06
MgO	15,06	13,77	15,40	15,13	14,03	14,86	14,86	15,46	15,13	14,61	15,09	16,19	15,46	15,13	14,61	15,09	16,19	15,46	15,13	14,61	15,09	16,19	15,46	15,13
CaO	18,57	18,46	19,28	18,08	18,33	18,04	18,04	19,96	19,90	20,93	19,83	20,74	19,96	19,90	20,93	19,83	20,74	19,96	19,90	20,93	19,83	20,74	19,96	19,90
Na2O	2,20	2,18	2,03	2,20	2,34	2,28	2,28	1,80	1,65	0,80	1,83	1,28	1,80	1,65	0,80	1,83	1,28	1,80	1,65	0,80	1,83	1,28	1,80	1,65
Total	99,32	99,03	99,34	99,46	99,41	99,43	99,43	99,58	99,88	99,54	100,11	100,00	99,58	99,88	99,54	100,11	100,00	99,58	99,88	99,54	100,11	100,00	99,58	99,88
#Mg	88,09	85,66	90,88	89,22	87,61	88,30	88,30	90,11	88,45	90,35	89,95	91,03	90,11	88,45	90,35	89,95	91,03	90,11	88,45	90,35	89,95	91,03	90,11	88,45
Wo	43,8	45,2	45,0	43,4	45,1	43,5	43,5	45,5	45,5	48,2	45,94	45,59	45,5	45,5	48,2	45,94	45,59	45,5	45,5	48,2	45,94	45,59	45,5	45,5

b. Orthopyroxène primaire (Opx1)

Nom	PM6-B3- Opx1	PM6-C5 Opx1	PM6-C6 Opx1	PM6-C7 Opx1	PM8-B1 Opx1	PM8-B8 Opx1	PM8-B6 Opx1	PM8-C1 Opx1	PM10-b1 Opx1	PM10-B3 Opx1	PM10F1a Opx1
Type	Harzburgite	Harzburgite	Webstérite	Webstérite	Harzburgite	Harzburgite	Lherzolite	Webstérite	Harzburgite	Harzburgite	
SiO ₂	57,52	54,08	55,67	54,47	54,88	56,34	55,83	55,93	56,86	56,53	54,76
TiO ₂	0,00	0,05	0,06	0,11	0,05	0,00	0,03	0,00	-	0,15	0,09
Al ₂ O ₃	0,97	3,15	2,25	3,01	4,38	3,34	3,53	3,56	2,45	2,69	4,61
Cr ₂ O ₃	0,34	0,14	0,30	0,31	1,06	0,69	0,42	0,53	0,39	0,44	0,38
FeO(c)	6,26	12,58	9,10	10,84	5,31	5,29	6,04	5,92	4,80	5,66	6,56
MnO	0,13	0,26	0,18	0,23	0,13	0,13	0,14	0,15	0,11	0,12	0,14
MgO	34,33	29,00	31,71	29,67	32,35	33,62	33,33	33,38	34,86	34,07	32,20
CaO	0,52	0,51	0,52	0,95	1,55	0,88	0,64	0,60	0,46	0,46	0,78
Total	100,07	99,78	99,99	99,59	99,72	100,31	100,07	100,08	100,08	100,12	99,58
#Mg	90,72	80,43	85,90	82,99	91,57	91,88	90,64	90,95	92,64	91,47	89,64

Nom	PM10-F2 Opx1	PM10-D2 Opx1	PM10-E1 Opx1	PM10-E3 Opx1	PM12-26 Opx1	PM12-12 Opx1	PM12-48 Opx1	PM12-02 Opx1	PM12-17b Opx1	PM12-10 Opx1
Type	Lherzolite	Webstérite	Webstérite	Harzburgite	Harzburgite	Lherzolite	Webstérite	Webstérite	Orthopyroxénite	Orthopyroxénite
SiO ₂	54,89	54,17	54,34	55,62	56,73	55,85	56,23	55,60	55,23	56,09
TiO ₂	0,12	0,09	0,01	-	-	0,06	0,01	0,08	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	4,54	3,07	3,62	1,90	2,24	3,63	3,36	4,05	4,62	2,87
Cr ₂ O ₃	0,43	0,43	0,26	0,44	0,45	0,37	0,37	0,29	0,30	0,26
FeO(c)	6,47	11,96	11,60	10,56	5,77	5,95	5,97	6,52	6,54	7,68
MnO	0,14	0,24	0,24	0,28	0,13	0,17	0,16	0,20	0,15	0,18
MgO	32,50	29,17	29,21	30,62	34,13	33,31	33,57	32,61	32,17	32,66
CaO	0,72	0,45	0,39	0,35	0,39	0,56	0,43	0,56	0,76	0,38
Total	99,85	100,05	99,70	99,78	99,85	99,91	100,11	99,93	99,89	100,22
#Mg	89,92	80,77	81,75	83,78	91,33	90,89	90,93	89,91	89,76	88,34

	PM24-09	PM24-24	PM24-27	PM24-30	PM24-2	PM24-3	PM23-1	PM23-30	PM23-44	PM23-18	PM18-30	PM18-36	PM18-43	PM18-17
Nom	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1	Opx1
Type	Lherzolitite	Webstérilite	Webstérilite	Clinopyroxénite	Clinopyroxénite	Lherzolitite	Lherzolitite	Wehrlite	Wehrlite	Harzburgite	Lherzolitite	Lherzolitite	Harzburgite	Harzburgite
SiO ₂	55,60	54,93	55,96	54,63	55,84	53,20	55,45	55,89	53,61	56,11	55,48	55,80	56,46	55,82
TiO ₂	0,09	0,09	0,07	0,13	0,02	0,02	0,11	0,09	0,23	0,01	0,05	0,18	0,06	0,17
Al ₂ O ₃	3,99	4,24	3,17	4,85	2,97	4,46	2,94	3,20	5,57	2,72	4,42	3,30	2,82	3,10
Cr ₂ O ₃	0,43	0,38	0,38	0,42	0,39	0,18	0,64	0,59	0,45	0,54	0,40	0,42	0,57	0,42
FeO	6,03	6,25	6,15	6,15	6,17	11,15	7,06	5,80	7,68	6,06	6,60	6,81	6,04	6,79
MnO	0,16	0,16	0,13	0,16	0,21	0,27	0,16	0,16	0,17	0,13	0,13	0,13	0,16	0,15
MgO	32,96	32,17	32,93	32,53	33,35	29,01	32,56	32,70	30,62	34,34	32,63	32,23	33,15	32,70
CaO	0,40	0,88	0,50	0,61	0,45	0,36	0,81	0,78	0,94	0,50	0,65	0,71	0,69	0,69
Total	99,66	99,39	99,30	99,58	99,70	99,77	99,61	99,22	99,27	99,96	99,94	99,59	99,94	99,80
#Mg	90,69	89,89	90,52	90,30	90,23	80,98	89,38	90,95	87,71	91,67	90,39	89,41	90,72	89,65

c. Orthopyroxène secondaire (Opx2)

Nom	PM23-30- Opx2	PM23-1- Opx2	PM23-44- Opx2	PM23-48- Opx2	PM18-1- Opx2	PM18-36- Opx2	PM18-28- Opx2	PM18-17- Opx2	PM18-24- Opx2
Type	Lherzolitite	Lherzolitite	Wehrlite	Wehrlite	Orthopyroxénite	Lherzolitite	Lherzolitite	Harzburgite	Harzburgite
SiO ₂	54,48	54,37	53,61	53,24	55,43	55,18	53,85	55,00	55,62
TiO ₂	0,23	0,28	0,23	0,34	0,35	0,20	0,25	0,29	0,30
Al ₂ O ₃	5,02	4,81	5,57	5,99	3,61	3,32	6,58	3,50	3,46
Cr ₂ O ₃	0,62	0,52	0,45	0,26	0,51	0,43	0,55	0,63	0,42
Fe ₂ O _{3(e)}	0,11	0,16	0,03	0,43	7,29	0,27	6,22	6,92	6,79
FeO _(e)	6,22	7,16	7,62	8,16	-	6,66	-	-	-
MnO	0,14	0,13	0,17	0,17	0,11	0,13	0,13	0,12	0,12
MgO	32,10	31,57	30,62	30,53	32,38	32,77	30,79	32,11	32,31
CaO	0,83	0,83	0,94	0,83	0,72	0,68	1,39	0,71	0,73
Total	99,78	99,87	99,27	99,94	100,54	99,65	99,82	99,27	99,76
#Mg	90,06	88,52	87,71	86,43	88,79	90,31	89,82	89,21	89,46

d. Pargasite (parg) et Phlogopite (phlog)

Nom	PM23-11- Parg	PM23-44- Parg	PM23-16- Parg	PM23-30- Parg	PM23-10- Parg	PM23-56- Parg	PM18-47- Parg	PM18-17- Parg	PM18-11- Parg	PM18-36- Parg
Type	Wehrlite			Lherzolite			Harzburgite		Lherzolite	
SiO ₂	44,85	42,48	44,16	43,17	43,36	44,19	43,35	43,34	43,24	43,21
TiO ₂	2,04	3,97	0,44	2,80	0,99	2,02	1,47	1,98	1,81	2,34
Al ₂ O ₃	11,19	13,91	13,51	14,40	14,97	13,10	14,24	13,72	13,93	13,38
Cr ₂ O ₃	2,11	0,99	1,99	1,01	1,30	2,29	1,32	1,42	1,28	1,16
Fe ₂ O _{3(c)}	3,24	5,53	3,82	2,76	4,39	4,01	3,25	4,72	4,04	2,57
FeO _(c)	1,83	0,95	0,00	1,82	0,00	0,22	0,57	0,11	0,44	1,96
MgO	17,10	15,92	17,85	16,41	17,10	17,42	17,20	17,16	17,42	16,69
CaO	9,98	9,51	9,99	10,16	10,32	9,96	10,70	10,46	10,71	10,56
Na ₂ O	3,39	3,20	3,82	3,33	3,43	3,83	2,90	2,99	2,94	2,81
K ₂ O	1,36	1,40	0,86	1,38	1,10	0,88	1,67	1,51	1,68	1,75
NiO	0,12	0,16	0,01	0,16	0,14	0,08	0,10	0,06	0,14	0,13
Total	97,25	98,12	96,55	97,41	97,18	98,05	96,86	97,53	97,74	96,66
Mg #	86,52	82,72	90,25	87,18	88,52	89,02	89,75	87,53	88,39	87,43

Nom	PM10F1a- Phlog	PM10-F2- Phlog	PM23-6- Phlog	PM23-11- Phlog	PM23-43- Phlog	PM23-24- Phlog	PM23-2- Phlog	PM23-22- Phlog	PM23-4- Phlog	PM18-24- Phlog	PM18-36- Phlog
Type	Harzburgite	Lherzolite	Wehrlite			Lherzolite			Lherzolite		
SiO ₂	38,29	37,98	38,63	38,91	38,44	37,71	38,06	38,95	37,89	38,29	38,76
TiO ₂	3,16	3,16	2,20	2,84	5,05	4,43	2,11	0,91	4,50	5,73	3,05
Al ₂ O ₃	16,93	16,86	15,43	14,96	15,31	15,62	16,19	15,06	16,32	15,79	15,93
Cr ₂ O ₃	0,92	0,90	1,84	1,65	0,71	1,36	1,59	2,77	1,83	0,87	0,85
FeO	4,36	4,38	3,98	4,70	5,58	6,44	4,08	3,61	4,20	4,74	4,24
MgO	20,81	20,77	21,26	20,97	19,52	20,19	20,98	21,87	19,07	19,36	20,82
Na ₂ O	0,87	0,88	0,92	0,87	0,78	0,80	0,63	0,43	0,31	0,17	0,68
K ₂ O	8,62	8,96	8,79	8,85	9,01	8,96	9,12	9,66	9,79	9,94	9,31
Mg #	89,50	89,43	90,49	88,84	86,18	84,82	90,16	91,53	89,02	87,91	89,74

II– Eléments traces

a– Clinopyroxène

	PM6- C3	PM6- C5	PM6- C6	PM6- C7	PM8- B6	PM8- B8	PM8- B1	PM8- C1	PM10- b1	PM10- B3	PM10- F2	PM10- D2	PM10- E3	PM12- 26	PM12- 12	PM12- 48	PM12- 17	PM12- 10
Sc	75	89	82	97	66	61	32	44	84	85	63	71	100	65	81	83	69	52
Ti	1139	1640	1554	3145	659	87	1804	277	125	2796	2514	1557	541	121	3203	1117	3226	1390
V	175	242	166	224	214	181	122	180	179	246	204	172	156	161	271	214	239	168
Cr	2907	1169	2853	2972	5441	7687	7170	7669		6173			6113	4314	4798	4366	4234	2447
Ni	120	124	217	146	280	365	3267	340	245	256	259	226	236	293	243	201	245	225
Rb	0,54	0,10		0,50	0,46		23	0,68			0,11	0,15	0,28	0,93	0,49	0,54	0,60	0,75
Sr	34	48	49	91	213	158	69	15	4,9	81	234	44	154	88	62	85	99	28
Y	5,7	8,8	9,2	15	11	2,2	12,3	4,1	1,1	9,4	20	12	7,7	3,9	21	19	24	6,8
Zr	6,8	7,2	28	28	56	4,9	350	13	3,8	22	180	30	39	19	38	13	46	9,1
Nb				0,14	0,42	0,74	5,0	0,29	0,15	0,18	1,2	0,13	0,28	0,19	0,11	0,15	0,22	0,04
Ba	1,4	0,14		0,15	1,6	3,3	244	5,0		0,14	1,6	0,37	0,93	0,70	0,96	0,13	0,12	1,6
La	0,41	0,64	3,9	2,1	13	13	15	3,0		2,3	12	1,9	9,9	2,7	0,9	3,3	0,9	0,8
Ce	1,6	2,3	9,1	7,6	32	24	21	6,0	0,17	5,6	52	7,1	23	7,9	3,7	7,0	3,4	2,5
Nd	2,1	3,2	5,2	9,4	24	7,0	12	2,4	0,42	3,6	34	7,2	12	4,1	4,3	4,3	4,2	2,2
Sm	0,73	1,3	1,6	3,0	5,0	1,3	2,1	0,62	0,21	1,1	5,5	2,3	1,9	1,0	1,8	1,4	2,0	0,88
Eu	0,28	0,42	0,51	0,78	1,5	0,3		0,24	0,10	0,41	1,4	0,74	0,61	0,30	0,71	0,47	0,87	0,23
Gd	1,0	1,6	1,6	3,4	3,6	0,63	1,6	0,62	0,40	1,4	3,7	2,3	1,3	0,85	2,9	1,7	3,3	0,88
Dy	1,1	1,8	1,7	3,1	2,5	0,56	2,2	0,76	0,56	1,7	3,7	2,5	1,4	0,68	3,7	3,1	4,0	1,4
Ho	0,25	0,37	0,37	0,68	0,47	0,11		0,17	0,13	0,37	0,75	0,49	0,29	0,16	0,88	0,71	0,94	0,26
Er	0,71	1,0	1,0	1,6	1,1	0,27		0,50	0,39	1,1	2,2	1,4	0,75	0,37	2,4	2,3	2,7	0,75
Lu		0,14	0,15	0,17	0,16	0,040	0,36	0,075	0,060	0,17	0,33	0,17	0,16	0,10	0,32	0,28	0,41	0,12
Ta				0,010	0,085	0,076	0,34			0,06	0,21	0,072	0,036	0,028	0,071	0,095	0,061	0,066
Th	0,14	0,059	0,14	0,062	0,34	1,14	4,9	0,22		0,16	0,26	0,081	0,61	0,18	0,07	0,82	0,10	0,074
U	0,11			0,049	0,074	0,22	1,2	0,063			0,072		0,10	0,062	0,057	0,20	0,076	0,045
Hf	0,30	0,36	0,81	1,17	0,56	0,23	7,0	0,23		1,0	8,8	0,70	0,47	0,26	1,3	0,52	1,4	0,43

[illegible]

	PMI8-17	PMI8-36	PMI8-28	PMI8-30	PMI8-33	PMI8-41	PMI8-43	PMI8-49
Sc	9	35	30	55	69	63	81	68
Ti	1107	4293	4030	1599	2482	2530	1920	2559
V	71	308	320	246	255	255	258	249
Cr	827	5080	5811	4988	7106	4587	5896	5587
Ni	60	335	308	320	245	226	304	283
Rb	17	0,18	0,23	0,13	0,25	0,17	0,16	0,066
Sr	128	84	87	100	55	54	105	90
Y	30	4,2	4,7	3,9	18	18	8,1	13
Zr	175	86	34	14	33	14	113	33
Nb	2,9	1,0	1,1	1,1	0,16	0,74	0,75	0,97
Ba	124	0,16	0,13	0,062	0,085	0,075	0,18	0,64
La	27	1,8	1,2	1,7	0,76	1,3	1,7	2,5
Ce	58	7,1	4,7	7,1	3,6	2,5	6,5	8,9
Nd	29	5,5	6,3	5,2	3,9	2,5	7,5	6,6
Sm	5,2	1,7	2,1	1,2	1,6	1,2	2,1	1,7
Eu	1,2	0,58	0,69	0,49	0,65	0,55	0,79	0,62
Gd	5,0	1,8	2,0	1,3	2,3	2,0	2,3	2,1
Dy	4,8	1,2	1,3	0,88	3,2	3,1	1,9	2,3
Ho	1,1	0,22	0,19	0,16	0,70	0,72	0,33	0,51
Er	3,2	0,42	0,39	0,36	2,0	2,1	0,83	1,4
Lu	0,39	0,026	0,040	0,045	0,28	0,30	0,086	0,20
Ta	0,32	0,14	0,14	0,079				0,13
Th	8,1	0,065	0,047	0,054	0,022	0,091	0,053	0,13
U	2,0	0,024	0,018	0,029	0,008	0,016	0,016	0,059
Hf	4,7	49	-	49	30	36	28	-

b- Grenat, Phlogopite, Pargasite

	PM18-17- Gt	PM18-19- Gt	PM18-23- Gt	PM18-45- Gt	PM10-F1b- Phlog	PM10-F2- Phlog	PM18-24- Phlog	PM23-22- Phlog	PM23-43- Phlog	PM18-17 - Amp	PM18-36- Amp	PM23-6- Amp	PM23-56- Amp
Sc	121	113	186	73	12	12	5	6,1	4,2	31	25	33	47
Ti	1362	1056	2008	1180	28569	23803	37191	6937	33447	18920	18550	10609	13591
V	104	105	128	125	367	326	315	347	290	439	409	298	402
Cr	8504	7597	10896	8603	4734	5656	5412	17632	4576		8257	14024	16684
Fe	65670	64456	64361	64828	30485	35787	32414		43188		37144	31684	31040
Ni	46	50	67	54	1079	1395	1711	1672	1381	671	1060	763	868
Rb	0,73	0,43	0,26	0,36	110	144	194	126	185	9,9	16	2,8	4,3
Sr	1,1	0,14	0,11	0,63	673	219	49	140	324	114	196	788	799
Y	36	40	38	18	2,5	0,90	0,55	0,20	0,35	1,6	5,6	18	20
Zr	103	53	168	25	59	36,9	25	63	26	166	114	193	22
Nb	0,33	0,19	0,13	0,21	124	101	15	989	45	50	71	441	87
Ba	1,3	0,030	0,047	0,76	7720	1873	781	2257	2798	103	457	189	371
La	0,30	0,032	0,022	0,039	4,4	0,48	0,40	0,79	0,31	0,8	2,6	39	20
Ce	0,61	0,12	0,030	0,14	8,2	0,41	0,57	1,3	1,4	4,2	9,8	65	60
Pr	0,10	0,06	0,027	0,059	0,78	0,39	0,20	0,16	0,081	1,2	1,6	8,6	9,7
Nd	1,0	0,73	0,46	0,61	4,4	2,6	1,2	0,54	0,44	7,7	7,6	42	43
Sm	0,68	0,94	0,43	0,77	0,72	2	0,24	0,16	0,14	2,9	2,0	10,2	9,0
Eu	0,36	0,52	0,36	0,44	0,32	0,49	0,34	0,049	0,08	1,1	0,78	3,2	2,6
Gd	2,7	2,8	2,0	2,0	0,78	1,7	0,50	0,068	0,15	3,1	2,4	8,6	6,6
Tb	0,66	0,76	0,57	0,42	0,28	0,40	0,16	0,093	0,050		0,35	1,1	0,84
Dy	5,6	6,1	5,8	3,1	0,42	1,6	0,47	0,12	0,11	2,3	1,6	5,5	4,2
Ho	1,5	1,5	1,5	0,68	0,18	0,49	0,12	0,02	0,031	0,28	0,23	0,76	0,77
Er	4,4	4,5	4,6	1,8	1,0	1,3	0,31	0,14	0,087	0,39	0,49	1,5	1,8
Lu	0,86	0,77	0,90	0,28	0,18	0,72	0,17	0,036	0,036	0,020	0,060	0,12	0,20
Ta	0,31	0,17	0,17	0,16	6,5	6,6	1,7	126	2,5	4,7	2,9	23	0,16
Th	0,10	0,026	0,005	0,017	0,52	0,43	0,097	0,08	0,07	0,030	0,082	2,7	1,1
U	0,041	0,013	0,010	0,020	0,38	0,44	0,13	0,20	0,035		0,050	0,50	0,32
Yb	5,3	5,9	5,6	1,9	0,86	0,82	0,74	0,12		0,22	0,49		
Hf					1,6	2,2	1,2	25		4,5			

Annexe D : Conditions d'équilibration (P, T) : estimations thermo-barométriques

Les conditions d'équilibres (P, T) des enclaves mantelliques sont classiquement estimées en utilisant des géobaromètres et des géothermomètres.

La pression peut être estimée pour les faciès à grenat, grâce au géobaromètre basé sur l'échange de Al entre l'orthopyroxène et le grenat de Brey et Köhler (1990). Dans le cas du faciès des péridotites à spinelle, la tâche est plus difficile. Le géobaromètre de Köhler et Brey (1990), est actuellement le seul défini pour les péridotites du faciès à spinelle. Il est basé sur l'échange du Ca entre l'olivine et le clinopyroxène, car en effet la teneur en Ca de l'olivine peut être dépendante de la pression (Finnerty et Boyd, 1978). Or, la méthode analytique choisie dans notre étude (analyse conventionnelle par microsonde électronique) ne permet pas d'avoir des mesures suffisamment précises des concentrations en Ca dans l'olivine - un élément trace dans ce minéral -. Les pressions d'équilibration sont ainsi difficiles à estimer et les résultats obtenus sont souvent déraisonnables pour des enclaves mantelliques à spinelle. De ce fait, les résultats présentés dans cette étude sont à considérer avec précaution.

Les températures d'équilibre dans les péridotites à spinelle peuvent être estimées à partir d'une variété de thermomètres basés sur des échanges indépendants lors des réactions minéralogiques. Les différents thermomètres se basent sur les échanges chimiques entre les deux pyroxènes (Wells, 1977 ; Gasparik, 1984 ; Brey et Köhler, 1990 ; Köhler et Brey, 1990) ; entre l'olivine et le spinelle (Fabriès, 1979 ; Li *et al.*, 1995) et entre l'orthopyroxène et le spinelle (Bertrand *et al.*, 1987). Un des géothermomètres, les plus utilisés, est basé sur les échanges Fe-Mg entre le clinopyroxène et l'orthopyroxène. Ce thermomètre a été re-calibré par Brey et Köhler (1990) grâce à de nouvelles expériences dans le système péridotitique à des pressions de 0,2 à 6 GPa et pour des T°C variant entre 900°C et 1400°C.

Les conditions d'équilibre des péridotites contenant de la phlogopite et /ou de l'amphibole sont difficiles à contraindre. En effet, Rivalenti *et al.* (2004) montrent que les températures obtenues sur de tels lithotypes, peuvent être faussées, car les géothermobaromètres ont été calibrés dans des systèmes anhydres. La présence d'amphibole, notamment, peut influencer la distribution du Fe, Mg et du Ca, entre le clinopyroxène et l'orthopyroxène.

J'ai utilisé les géothermomètres de Wells (1977) et de Brey et Köhler (1990), pour des pressions fixées à 1,5 GPa; et le baromètre de Köhler et Brey (1990).

Avant tout calcul, il est nécessaire d'utiliser des analyses faites sur des clinopyroxènes et des orthopyroxènes à l'équilibre. L'équilibre est établi à la fois sur l'observation microscopique des textures et sur le rapport entre le Mg# Cpx / Mg# Opx avoisinant $1 \pm 0,01$.

I - Estimations thermo-barométriques des enclaves échantillonnées dans la zone Nord de la Patagonie (40°S-46°S)

Les températures calculées sont reportées dans le Tableau C1. Une différence entre les températures calculées avec les différents thermomètres existe mais elle n'est pas significative (± 20 à 40°C , en moyenne pour P : 1,5 GPa, et jusqu'à $+ 113^\circ\text{C}$ pour PM6-C6).

Les péridotites de PM8 fournissent les températures les plus élevées de toute la zone Nord, de 1018 à 1214°C pour les harzburgites et de 940 - 956°C pour la lherzolite PM8-B6, à 1,5 GPa. Les harzburgites de PM10 se partagent en deux groupes : (i) PM10-B1b, PM10-b1, PM10-E2 et PM10-C sont de basses températures avec des valeurs variant entre 826 et 890°C et (ii) PM10-B2, PM10-B3 et PM10-F1abis sont de plus hautes températures, avec des températures entre 973 et 1050°C . Les lherzolites de Cerro de Los chencos (PM12) ont des températures comprises entre 820 et 923°C . Dans la harzburgite PM12-26, les températures sont de 795 - 860°C lorsque nous utilisons la composition du cpx-1, et sont bien plus élevées avec le cpx-2 (1090 - 1110°C).

Les pressions calculées pour les péridotites de Praguaniyeu (PM8) varient de 1,2 à 2,4 GPa, en accord avec celles obtenues par Ntaflos *et al.* (2002) et Bjerg *et al.* (2005) sur des échantillons de ce même site et valeurs raisonnables pour des péridotites à spinelle. Les échantillons de PM8 qui donnent les plus fortes pressions (les plus profonds donc) sont les harzburgites sans spinelle (PM8-B1 et PM8-B4), suivis de la lherzolite PM8-B6 contenant les symplectites à spinelle-pyroxènes. Ce type de symplectite est attribué à la déstabilisation du grenat en spinelle, et donc témoignerait d'une origine profonde de ce manteau (Medaris *et al.*, 1997 ; Morishita et Arai, 2003). Les pressions d'équilibre des harzburgites à spinelle de PM10, de faibles températures varient entre 1,3 et 2,3 GPa, alors que pour les harzburgites de plus hautes températures, la pression oscille entre 1,9 et 2,9 GPa. Les pressions estimées (2,8 à 3,9 GPa) pour les lherzolites à phlogopite et sans spinelle, correspondent à des profondeurs élevées. Des pressions de 2,3 et 3,9 GPa correspondent aux péridotites du faciès à grenat

(Figure I-4), or ces péridotites anhydres et hydratées à spinelle sont dépourvus de grenat. Les pressions obtenues pour les lherzolites de PM12 sont comprises entre 0,4 et 1,1 GPa, ce qui correspond au champ de stabilité des lherzolites à plagioclase. Ces pressions ne sont pas raisonnables, car ces échantillons sont dépourvus de plagioclase.

La plupart des estimations de pression pour les échantillons de péridotites de PM8 et de PM10 donnent des résultats qui correspondent au champ de stabilité des péridotites mantelliques à grenat, hors le grenat n'est présent dans aucun de ces échantillons. De ce fait, j'en conclus que les pressions obtenues sont surestimées, et donc, peu raisonnables.

Les webstérites de Cerro Aznare (PM6) ont des températures d'équilibre comprises entre 644 et 867°C, alors que celles des pyroxénites de Praguaniyeu (PM8) et de Cerro Rio Chubut (PM10) sont bien plus élevées avec T : 930-945°C, et T : 818-958°C, respectivement. La webstérite à spinelle de PM10 donne une température légèrement plus élevée (958°C) que celles dépourvues de spinelle (858-893°C). Les webstérites de Cerro de los Chenques (PM12) ont des températures d'équilibre moyennes comprises entre 902 et 1026°C. Les températures d'équilibre des webstérites de PM8 et de PM12 sont identiques à celles des lherzolites de ces mêmes sites. Les pressions n'ont pu être calculées dans les webstérites de PM6, de PM8 et de PM10 car elles sont dépourvues d'olivine. Les pressions obtenues pour les webstérites contenant de l'olivine de Cerro de los Chenques oscillent entre 0,6 et 1,7 GPa, ce qui coïncide avec le champ de stabilité des webstérites à spinelle (Figure I-4), tel que défini par Irving (1974).

	Pression (GPa)			1.5
	Lithologie	Nom échantillon	T°C Wells	T°C BKN
PM6	Harzburgite	<i>PM6-B3</i>	Pas de cpx	Pas de cpx
		<i>PM6-C1</i>	867	833
		<i>PM6-C2</i>	817	755
	Webstérite sans spinelle	<i>PM6-C3</i>	768	684
		<i>PM6-C5</i>	834	787
		<i>PM6-C6</i>	757	644
		<i>PM6-C7</i>	840	801
PM8	Harzburgite sans spinelle	<i>PM8-B1</i>	1170	1204
		<i>PM8-B4</i>	1180	1214
	Harzburgite à spinelle	<i>PM8-B7</i>	1106	1126
		<i>PM8-B8</i>	1018	1048

	Lherzolite à spinelle	<i>PM8-B6</i>	940	956
	Webstérite	<i>PM8-C1</i>	945	929
PM10	Harzburgite à spinelle	<i>PM10-b1</i>	891	850
		<i>PM10-B1b</i>	877	826
		<i>PM10-B2</i>	973	993
		<i>PM10-B3</i>	1030	1050
		<i>PM10-F1abis</i>	1015	1027
		<i>PM10-E2</i>	890	883
		<i>PM10-C1</i>	852	877
	Harzburgite à Phlog et sans Sp	<i>PM10-F1a</i>	Pas de cpx	Pas de cpx
	Lherzolite à Phlog et sans Sp	<i>PM10-F1b</i>	1124	1155
		<i>PM10-F2</i>	1152	1194
	Webstérite à Sp	<i>PM10-D2</i>	958	958
	Webstérite sans Sp et sans Ol	<i>PM10-E1</i>	858	818
		<i>PM10-E3</i>	893	876
PM12	Harzburgite à spinelle	<i>PM12-26 (1)</i>	860	795
		<i>PM12-26 (2)</i>	1090	1110
	Lherzolite à spinelle	<i>PM12-12</i>	900	920
		<i>PM12-48</i>	857	820
		<i>PM12-13</i>	886	900
		<i>PM12-15</i>	905	930
	Webstérite à spinelle	<i>PM12-41</i>	932	978
		<i>PM12-05</i>	931	980
		<i>PM12-17</i>	950	1026
		<i>PM12-19</i>	961	1008
		<i>PM12-02</i>	920	956
		<i>PM12-27</i>	902	930

Tableau C1 : Tableau des températures d'équilibre des enclaves ultramafiques de la zone Nord Patagonie. Elles sont calculées à partir des géothermomètres de Wells (1977) et de Brey et Köhler (1990), pour des pressions de 1,5 et 3 GPa.

La température de l'unique harzburgite de PM6 n'a pu être estimée, car le clinopyroxène fait défaut. La température de l'enclave composite PM12-10 n'a pu être estimée car les deux pyroxènes apparaissent en déséquilibre avec un rapport de 1,04 (Mg# Opx : ~ 88 et Mg# Cpx : ~ 91,2).

II - Estimations thermo-barométriques des enclaves échantillonnées dans la zone Centrale de la Patagonie (46°S-49°S)

La plupart des lherzolites à spinelle de Cerro Clark ont des températures d'équilibre relativement basses, comprises entre 750 et 850 °C, à l'exception de PM24-24 pour laquelle la T°C est de 950°C, et ce pour des pressions de 1,5 GPa (Tableau C2). Les températures obtenues à partir des analyses faites au niveau des bordures spongieuses sont plus élevées, et sont comprises entre 910°C et 1040°C. La webstérite et la clinopyroxénite PM24-02 fournissent des températures d'équilibre tout aussi basses avec respectivement 870°C et 792°C. La température de la clinopyroxénite PM24-03 n'a pu être calculée, car les deux pyroxènes ne sont pas à l'équilibre chimique. Les pressions des enclaves ultramafiques de Cerro Clark obtenues par le baromètre basé sur l'échange du Ca entre olivine et l'orthopyroxène ne sont pas raisonnables, et ce à cause des analyses en calcium des olivines qui sont peu précises.

A Gobernador Gregores, une lithologie mantellique assez rare, la wehrlite, est présente. Pour la plupart des wehrlites, dépourvues d'orthopyroxène et de spinelle, nous n'avons pas pu calculer les températures d'équilibre car les géothermomètres sont basés sur les échanges chimiques entre les deux pyroxènes (Wells, 1977 ; Gasparik, 1984 ; Brey et Köhler, 1990 ; Köhler et Brey, 1990), entre l'olivine et le spinelle (Fabriès, 1979 ; Li *et al.*, 1995) et entre l'orthopyroxène et le spinelle (Bertrand *et al.*, 1987).

Dans les wehrlites à amphibole et à orthopyroxène, les opx sont secondaires (opx-2 et sp-2), interstitiels, excepté, probablement au vu de leur habitus et de leur chimie, ceux de l'échantillon PM23-16. Quelles températures obtiendrons-nous à partir des opx-2 ? Lorsque nous calculons le coefficient de partage du Fe et du Mg entre les opx et les cpx, nous obtenons des valeurs proches de 1, ce qui témoigne d'un équilibre chimique entre ces deux phases.

Les trois wehrlites à amphibole et à orthopyroxène fournissent des températures homogènes comprises entre 946 et 987°C d'après Wells (1977) et entre 1015 et 1045°C d'après Brey et Köhler (1990), pour une pression fixée de 1,5 GPa. Dans la wehrlite composite PM23-48, les températures sont similaires aux précédentes et homogènes (998-1010°C, Wells 1977) qu'elles soient calculées à partir des cpx de la wehrlite ou de ceux des veines.

Les lherzolites à amphiboles ont une gamme de température comprise entre 950°C et 990°C (Wells, 1977). Les valeurs des températures obtenues avec les analyses des cpx-2 et

des opx-2 de PM23-30 sont pour le cœur de 1022°C alors que pour les bords elles sont de 966°C. Dans PM23-01, des opx-2 ont été également décrits. Ces opx-2 à l'équilibre avec les cpx-1 donnent une température de 976°C (1046°C ; Brey et Köhler, 1990) similaire à celle obtenue avec les données de cpx-1 et opx-1 (1047°C, Tableau C2).

Les températures obtenues pour les lherzolites à phlogopites sont comprises entre 986°C pour PM23-22 et 1040°C pour PM23-04 (Wells, 1977).

Les lherzolites à spinelle peuvent se partager en deux groupes en fonction de leurs températures, (i) les « de basses températures » avec une $T^{\circ}\text{C} < 900^{\circ}\text{C}$ et (ii) les « de hautes températures » avec une $T^{\circ}\text{C} > 900^{\circ}\text{C}$:

- (i) Les lherzolites à spinelle « de hautes températures : HT » (PM23-03, PM23-09, PM23-31, PM23-37 et PM23-40) ont des températures (avec les deux géothermomètres) comprises entre 941 et 1037°C, pour une pression de 1,5 GPa ;
- (ii) Les lherzolites à spinelle « de basses températures : BT » (PM23-51, PM23-57, PM23-20 et PM23-55) ont des températures variant de 830 à 885 °C selon Wells (1977) et de 779°C à 892°C selon Brey et Köhler (1990).

Parmi les harzburgites, PM23-18 est de plus haute température (960°C, « HT ») que PM23-21 (803°C, « BT »), pour une pression fixée de 1,5 GPa.

Les pressions obtenues pour les wehrlites à orthopyroxènes varient de 0,4 à 3 GPa. Les lherzolites à amphiboles donnent des pressions comprises entre 0,8 et 3,6 GPa alors que celles des lherzolites à phlogopite varient de 1,3 à 2,6 GPa. Toutes ces pressions, légèrement élevées pour des péridotites à spinelle, sont à prendre avec précaution du fait que le baromètre utilisé a été calibré pour des péridotites anhydres.

La gamme de pressions obtenue pour les lherzolites anhydres à spinelle est comprise entre 1,1 et 2,7 GPa, avec une majorité de valeur comprise entre 1 et 1,5 GPa. Ces pressions sont raisonnables car elles correspondent bien au domaine des lherzolites à spinelle (Voir Chapitre I, Figure I-4). La harzburgite anhydre PM23-18, quand à elle révèle des pressions insensées de plus de 8 GPa. Il faut toutefois encore insister sur le fait que toutes ces valeurs de pression sont à considérer avec prudence compte tenu du fait que les analyses des teneurs en Ca des olivines ont été réalisées à la microsonde électronique par une méthode de routine. Ces teneurs sont donc entachées d'une importante incertitude. Les valeurs de pression données dans ce travail sont donc préliminaires.

	Pression (GPa)		1.5	1.5
	Lithologie	Nom échantillon	T°C Wells	T°C BKN
PM24	Lherzolite à spinelle	<i>PM24-22</i>	800	760
		<i>PM24-24</i>	921	952
		<i>PM24-23</i>	826	797
		"	1013 (b)	1009 (b)
		<i>PM24-29</i>	864	858
		<i>PM24-25</i>	878	892
		"	1040 (b)	1039 (b)
		<i>PM24-32</i>	888	870
		<i>PM24-27</i>	865	885
		"	924 (b)	907 (b)
		<i>PM24-09</i>	837	841
		<i>PM24-21</i>	821	787
		<i>PM24-20</i>	798	752
	Webstérite à olivine et spinelle	<i>PM24-30</i>	870	871
	Clinopyroxénite à spinelle	<i>PM24-02</i>	829	792
PM23	Wehrlite à orthopyroxène, ± phlogopite, amphibole et spinelle	<i>PM23-24</i>	975 (<i>o</i> ₂)	1043 (<i>o</i> ₂)
		<i>PM23-44</i>	987 (<i>o</i> ₂)	1045 (<i>o</i> ₂)
		<i>PM23-16</i>	946 (<i>o</i> ₁)	1015 (<i>o</i> ₁)
		"	894 (<i>c</i> ₂)	882 (<i>c</i> ₂)
	Wehrlite recoupée par des filons d'orthopyroxène	<i>PM23-48</i>		
		<i>Wehrlite (1)</i>	982(<i>o</i> ₂)-998(<i>o</i> ₁)	1050
		<i>Veine (2)</i>	1010	1066
		<i>Veine (3)</i>	1003	1047
	Lherzolite à pargasite	<i>PM23-56</i>	954	1030
	Lherzolite à pargasite et spinelle	<i>PM23-30</i>	970	1026
		<i>Cœur (o₂, c₂)</i>	1022	1101
		<i>Bord (o₂, c₂)</i>	966	1019
		<i>(o₂, c₃)</i>	968	1043
		<i>PM23-01</i>	959	1047
		<i>(o₂, c₁)</i>	976	1046
		<i>PM23-10</i>	965	1026
		<i>PM23-47</i>	950	1022
		<i>PM23-45</i>	990	1052

	Lherzolite à phlogopite et spinelle	<i>PM23-02</i>	991	1051
		<i>PM23-22</i>	986	1064
		<i>PM23-04</i>	1040	1103
	Lherzolite à spinelle	<i>PM23-51</i>	830	779
		<i>PM23-57</i>	846	841
		"	852 (<i>b</i>)	847 (<i>b</i>)
		<i>PM23-03</i>	1037	1102
		"	1049 (<i>c</i> ₂)	1116 (<i>c</i> ₂)
		<i>PM23-09</i>	994	1049
		"	1084 (<i>b</i>)	1120 (<i>b</i>)
		<i>PM23-20</i>	848	850
		<i>PM23-31</i>	995	1054
		<i>PM23-37</i>	967	984
		<i>PM23-40</i>	941	988
		<i>PM23-55</i>	885	892
	Harzburgite à spinelle	<i>PM23-18</i>	956	950
		<i>PM23-21</i>	803	713

Tableau C2: Températures (en °C) calculées par le thermomètre empirique basé sur le gap de miscibilité entre les deux pyroxènes pour Wells (1977) et par le thermomètre BKN basé sur les échanges entre les deux pyroxènes (Brey et Köhler, 1990 ; Köhler et Brey, 1990). Les températures en italique accompagnées par (*b*) correspondent aux températures calculées à partir des analyses des bords des clinopyroxènes (spongieux). (*ci*) et (*oi*) : clinopyroxène et orthopyroxène, respectivement, de ième génération. Lorsqu'il n'y a aucune indication, cela signifie que les températures ont été obtenues en utilisant les analyses au cœur de cpx-1 et opx-1.

III - Estimations thermo-barométriques des enclaves échantillonnées dans la zone Sud de la Patagonie (49°S-52°S)

Les températures des péridotites du faciès à spinelle et du faciès à grenat ont été estimées en utilisant le géothermomètre basé sur les échanges du Fe et du Mg, entre les deux pyroxènes de Brey et Köhler (1990), pour une pression fixée à 1,5 GPa.

Le baromètre utilisé pour estimer les pressions des péridotites à grenat et à spinelle, nous avons utilisé le baromètre basé sur l'échange de l'aluminium entre les orthopyroxènes et les grenats de Brey et Köhler (1990).

Les pyroxènes de PM18-41 et PM18-33 sont en léger déséquilibre chimique avec un rapport Mg# Cpx/ Mg# Opx de 1,02, alors que dans tous les autres échantillons ces rapports sont de $1 \pm 0,1$. Pour ces deux enclaves, les conditions P-T n'ont donc pas été estimées. Les

pressions et les températures estimées pour les autres échantillons sont reportées dans le Tableau C3.

Les péridotites à spinelle de Pali Aike ont des températures d'équilibre relativement homogènes, qui varient de 972°C (PM18-47) à 1022°C (PM18-30 et PM18-35). Les pressions obtenues sont comprises entre 0,45 et 2,33 GPa. Pour la lherzolite PM18-37, la valeur obtenue très basse (0,45 GPa) correspond à des pressions d'équilibre de péridotites à plagioclase, or cette roche est dépourvue de plagioclase. Au contraire, pour les lherzolites PM18-30, PM18-02 et PM18-35, nous obtenons des pressions d'équilibre correspondant au faciès à grenat, or ces trois lherzolites sont dépourvues de grenat. Finalement les seules pressions cohérentes (en accord avec le faciès à spinelle) obtenues et comprises entre 0,72 et 1,21 GPa, ont été obtenues pour les lherzolites PM18-40, PM18-49, PM18-43 et PM18-47.

Les lherzolites anhydres à grenat ont des températures d'équilibre, relativement élevées, comprises entre 997°C et 1088°C. Elles sont semblables à celles obtenues pour les lherzolites hydratées (1000-1040°C). Parmi les harzburgites à grenat, la gamme de variation des températures est plus grande. En effet, la harzburgite à pargasite a des températures d'environ 995°C, alors que celle à phlogopite fournit une température élevée de 1260°C. La harzburgite anhydre a une température intermédiaire de 1080°C. Nous rappelons que la présence des phases hydroxylées peut avoir un impact sur les valeurs des températures obtenues, et donc, qu'il faut les considérer avec précaution.

	Lithologie	Nom échantillon	T°C à 1,5GPa BKN	P GPa BKN
PM18	Lherzolite à grenat, spinelle et pargasite	PM18-09	1039	2,16
		PM18-13	1013-1018	2,17-2,42
		PM18-19	1035	2,35
		PM18-11	1000	1,81
	Lherzolite à grenat, spinelle, pargasite et phlogopite	PM18-36	1024-1041	2,25-2,33
	Lherzolite à grenat et spinelle anhydre	PM18-28	1088	2,35
		PM18-29	1011	2,08
		PM18-16	1009	1,81
		PM18-44	1020	1,97
		PM18-45	1012	1,75
		PM18-46	997	1,81
	Harzburgite à grenat,	PM18-24	1262	3,4

	spinelle et phlogopite			
	Harzburgite à grenat, spinelle et pargasite	PM18-17	993-997	2,15-2,18
	Harzburgite à grenat et spinelle, anhydre	PM18-23	1081	2,41
	Orthopyroxénite à grenat, spinelle ± phlogopite, cpx, olivine / Harzburgite	PM18-01	1012-1064	2,16-2,44
		PM18-02	995	2,01
		PM18-30	1022	1,91
		PM18-33	<i>dés</i>	<i>dés</i>
	Lherzolite à spinelle anhydre	PM18-41	<i>dés</i>	<i>dés</i>
		PM18-37	999	2,05
		PM18-40	980	1,11
		PM18-35	1022	2,33
		PM18-49	986	1,21
	Harzburgite à spinelle et pargasite	PM18-47	972	2,07
	Harzburgite à spinelle anhydre	PM18-43	997	1,12

Tableau C3 : Températures (en °C) calculées par le thermomètre BKN basé sur les échanges entre les deux pyroxènes (Brey et Köhler, 1990 ; Köhler et Brey, 1990) pour les enclaves à spinelle de Pali Aike. Les températures et pressions des enclaves à grenats sont estimées par les géothermobaromètres de Brey et Köhler (1990). dés : phases en déséquilibre.

Les pressions estimées sont comprises entre 1,7 et 3,4 GPa, ce qui est en accord avec des lithologies à grenat. En effet, de telles pressions correspondent bien au faciès des péridotites à grenat. Les lherzolites anhydres ont des pressions plus faibles (1,7-2,4 GPa) que celles des harzburgites à grenat (2,15-3,4 GPa). Les lherzolites hydratées ont été équilibrées dans la même gamme de pression que les lherzolites anhydres à grenat. L'orthopyroxénite PM18-01 fournit des températures élevées (1012-1064 °C) pour des pressions comprises entre

2,16 et 2,44 GPa, comparables aux conditions thermo-barométriques des péridotites à grenat de Pali Aike.

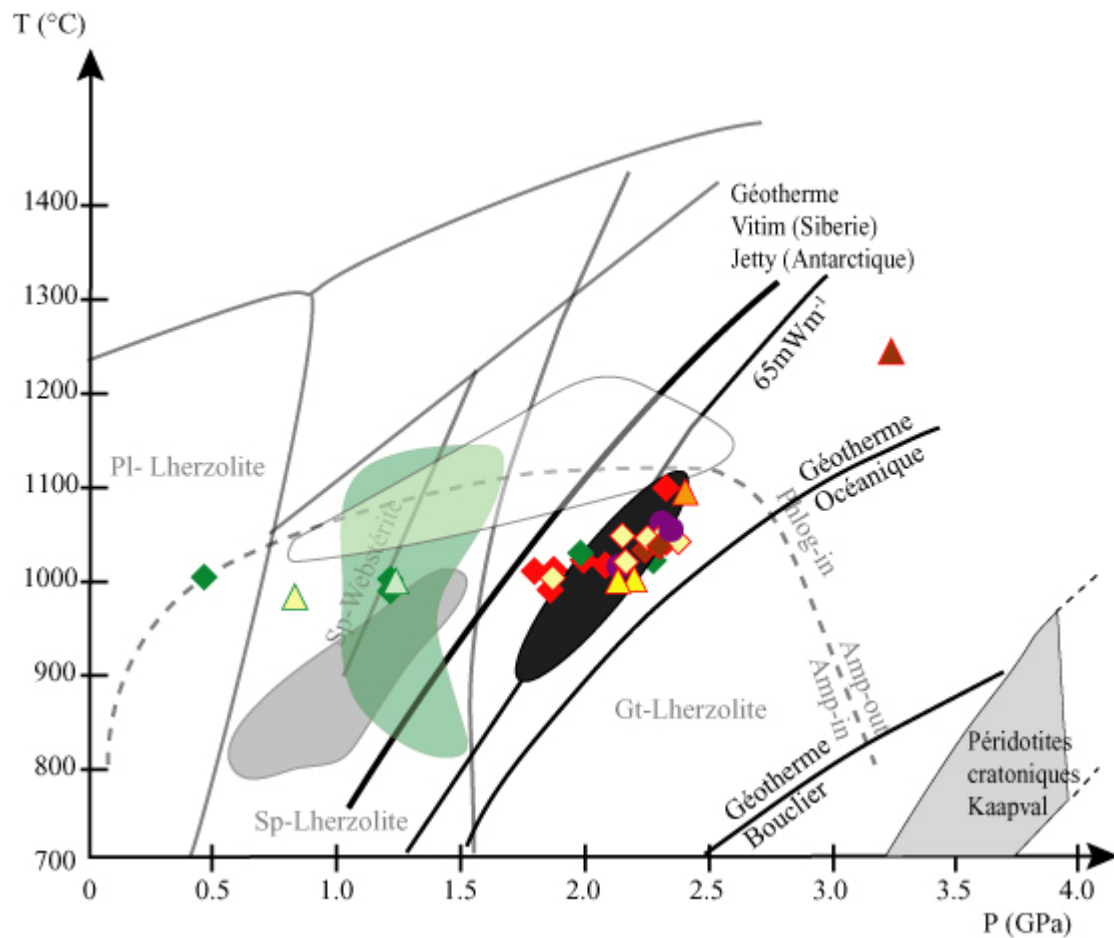


Figure D-1 : Diagramme P-T des péridotites de la Laguna Timones (Pali Aike). Le champ en blanc représente le manteau de Cerro Fraile (Kilian et Stern, 2002) ; en noir, celui de Pali Aike (Kempton *et al.*, 1999b ; Stern *et al.*, 1999) ; en vert, celui de Gobernador Gregores (Chapitre V) et en gris, celui de Tres Lagos (Ntaflos *et al.*, 2006). Les géothermes océanique et de bouclier sont ceux de Falloon et Green (1990). Le champ des péridotites cratoniques du Kaapval est extrait de Foley *et al.* (2006). La trame de fond départageant les différents faciès sont présentées en Figure I-4.

Dans un diagramme P-T (Figure D-1), nous notons que la grande majorité des enclaves à grenat de la Laguna Timones de Pali Aike s'alignent sur le géotherme de 65 mW m^{-1} (Chapman, 1986), comme les enclaves à grenat des autres localités de Pali Aike étudiées par Stern *et al.* (1999) et Kempton *et al.* (1999b). Elles se projettent à proximité du géotherme océanique (Falloon et Green, 1990) et de celui, défini par les enclaves mantelliques de Vitim (Sibérie, Glaser *et al.*, 1999) et de Jetty (Antarctique, Foley *et al.*, 2006).

RESUME

« Caractérisation du manteau supérieur patagonien: les enclaves ultramafiques et mafiques dans les laves alcalines. »

Mon travail de thèse s'est attaché à caractériser le manteau supérieur Patagonien à travers l'étude pétrologique et géochimique d'enclaves mantelliques échantillonnées par des basaltes alcalins mise en place au Cénozoïque en contexte d'arrière arc. Les enclaves du Nord de la Patagonie conservent d'importants stigmates de processus de fusion partielle alors que dans celles du Sud, les circulations de liquide ont oblitérées, partiellement voire totalement, les empreintes de fusion partielle. Finalement, cette étude permet de proposer que les liquides qui ont métasomatisés à grande échelle le manteau patagonien, principalement au Sud, sont essentiellement de type silicaté mafique d'affinité alcaline. Ces liquides sont certainement à relier aux différentes phases magmatiques associés à des processus de remontées asthénosphériques et non pas à des processus de déshydratation de slab.

Mots clés : Enclaves ; manteau lithosphérique ; Patagonie ; arrière arc ; péridotites ; pyroxénites ; métasomatisme ; éléments traces *in situ*.

ABSTRACT

« Patagonian lithospheric upper mantle: Geochemical and petrographical study of ultramafic and mafic xenoliths in alkali lavas. »

My thesis attempted to characterize the Patagonian lithospheric mantle through the petrologic and geochemical study of mantle xenoliths sampled by Cenozoic alkaline basalts occurring in a back arc environment. The North Patagonian mantle xenoliths preserve important imprints of partial melting processes whereas those from the South evidence huge circulations of melts that largely obliterated the partial melting imprints. Finally, this study proposes that metasomatic liquid(s) have reacted on a large scale with the patagonian back arc upper mantle, especially in the South. These metasomatic agents are mostly silicated mafic alkaline melts and are certainly related to the numerous magmatic phases associated to asthenospheric upwellings processes and not with processes of dehydration (or melting?) of slab.

Keywords: Mantle xenoliths ; Patagonia ; back-arc; peridotites ; pyroxenites ; mantle metasomatism ; asthenospheric upwelling ; LA-ICP-MS.